

Geologie und Tektonik in den zentralen Lechtaler Alpen (Tirol)

Eingereicht am Institut für Geologie und Paläontologie,
Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften
der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Magisters der
Naturwissenschaften

von

Christian Garber

Betreuung und Begutachtung:

Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner

Innsbruck, April 2012

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich während der Entstehung dieser Diplomarbeit unterstützten:

Meinem Betreuer Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner, der sich stets Zeit für kritische Diskussionen nahm.

Allen Institutsangehörigen und meinen Studienkolleginnen und Kollegen, besonders Andreas, Tobias, Sinah, Markus, Peter, Mathias und Johannes.

Silvia und Rainer, sowie den Wirtsleuten der Memminger Hütte und des Berggasthauses Madau, besonders Manuel, Manni und Klaus, für die Beherbergung und die vielen Hilfestellungen.

Meiner Freundin Julia, die mich während der Diplomarbeitszeit immer unterstützt und motiviert hat.

Mein größter Dank gebührt meinen Eltern Kathleen und Erwin, die mir das Studium ermöglichten und mich immer unterstützt haben.

Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde eine strukturgeologische Kartierung im Maßstab 1:10.000 in den zentralen Lechtaler Alpen, im Gebiet um die Memminger Hütte durchgeführt.

Die sedimentäre Abfolge des Arbeitsgebiets reicht von der Nordalpinen Raibl Gruppe (Karnium) bis zur Lech Formation (Unterkreide). Es konnte festgestellt werden, dass innerhalb der Allgäu Formation Megabrekzien auftreten, deren Komponenten Kantenlängen im 100 Meter Bereich erreichen können. Aufgrund der räumlichen Verteilung dieser Megabrekzien und der enthaltenen Komponenten wird vermutet, dass es während der Sedimentation der Allgäu Formation entlang von steil nordfallenden Abschiebungen und *Tear faults* zur Freilegung triassischer Schichtglieder kommt, die in weiterer Folge als Megabrekzie innerhalb der Allgäu Formation resedimentiert werden.

Im Arbeitsgebiet treten mehrere Überschiebungen auf, entlang derer es zur Deckenstapelung kommt. Es konnte festgestellt werden, dass diese Überschiebungen einen prä-existierenden Faltenbau durchschneiden, sodass zum Teil Gesteine gleichen Alters übereinander zu liegen kommen. Im Zuge dieser Überschiebungstätigkeit werden in den Einheiten des Deckenstapels NNW-vergente Falten im 10er bis 100er Meter Maßstab gebildet, die ein Facing nach oben aufweisen. Rezent befinden sich diese Faltenstrukturen in den Schenkeln von übergeordneten Falten, die Amplituden und Wellenlängen von ca. 1000 Metern aufweisen. Beide Faltengenerationen weisen dieselbe Orientierung auf. Ihre Achsenebenen streichen durchwegs WSW – ENE woraus sich auf eine NNW- gerichtete Einengung schließen lässt. Durch diese großmaßstäbliche Faltung werden die bereits bestehenden Strukturelemente überprägt, sodass die Überschiebungen verfaltet werden und die Falten der ersten Generation, die sich in den steilen Nordschenkeln der übergeordneten Antiklinalen befinden, nun ein *Facing* nach unten aufweisen. Die Änderung des Maßstabs der Falten wird mit einem Tieferlegen des Abscherhorizonts an die Basis des Deckenstapels erklärt.

In Verbindung mit einer *out-of-sequence* Überschiebung werden *Tear faults* gebildet, die ältere Überschiebungen, sowie den bestehenden Faltenbau durchschneiden. Im Süden des Arbeitsgebiets wird infolge der Starkenbachlinie die untere Einheit des Deckenstapels verdoppelt.

Als jüngste Strukturen treten mehrere Aufschiebungen, Abschiebungen und Seitenverschiebungen auf, die Versätze von bis zu mehreren 100 Metern aufweisen und ältere Strukturen durchschneiden.

1	EINLEITUNG	1
1.1	AUFGABENSTELLUNG	1
1.2	METHODIK	1
1.3	GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK	1
1.4	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	3
2	STRATIGRAPHIE	5
2.1	STRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK	5
2.2	NORDALPINE RAIBL GRUPPE	9
2.2.1	Stratigraphische Verbreitung	9
2.2.2	Allgemeines	9
2.2.3	Ablagerungsraum	9
2.2.4	Geländebefund	10
2.3	HAUPTDOLOMIT GRUPPE	11
2.3.1	Stratigraphische Reichweite	11
2.3.2	Ablagerungsraum	12
2.3.3	Unterer Hauptdolomit	13
2.3.3.1	Stratigraphische Verbreitung	13
2.3.3.2	Allgemeines	13
2.3.3.3	Geländebefund	13
2.3.4	Mittlerer Hauptdolomit	15
2.3.4.1	Stratigraphische Reichweite	15
2.3.4.2	Allgemeines	15
2.3.4.3	Geländebefund	15
2.3.5	Bituminöser Hauptdolomit	16
2.3.5.1	Stratigraphische Reichweite	16
2.3.5.2	Allgemeines	16
2.3.5.3	Geländebefund	17
2.3.6	Oberer Hauptdolomit	18

2.3.6.1	Stratigraphische Reichweite	18
2.3.6.2	Allgemeines	19
2.3.6.3	Geländebefund	19
2.4	KÖSSEN FORMATION	21
2.4.1	Stratigraphische Verbreitung	21
2.4.2	Allgemeines	21
2.4.3	Ablagerungsraum	22
2.4.4	Geländebefund	22
2.5	OBERRHÄTKALK	23
2.5.1	Stratigraphische Verbreitung	23
2.5.2	Allgemeines	24
2.5.3	Ablagerungsraum	24
2.5.4	Geländebefund	24
2.6	ADNET FORMATION	26
2.6.1	Stratigraphische Verbreitung	26
2.6.2	Allgemeines	26
2.6.3	Ablagerungsraum	27
2.6.4	Geländebefund	27
2.7	ALLGÄU FORMATION	28
2.7.1	Ablagerungsraum	28
2.7.2	Ältere Allgäu-Schichten	30
2.7.2.1	Stratigraphische Verbreitung	30
2.7.2.2	Allgemeines	30
2.7.2.3	Geländebefund	30
2.7.3	Mittlere Allgäu-Schichten	32
2.7.3.1	Stratigraphische Verbreitung	32
2.7.3.2	Allgemeines	32
2.7.3.3	Geländebefund	32

2.7.4	Jüngere Allgäu-Schichten	33
2.7.4.1	Stratigraphische Verbreitung	33
2.7.4.2	Allgemeines	34
2.7.4.3	Geländebefund	34
2.8	RUHPOLDINGER RADIOLARIT	36
2.8.1	Stratigraphische Verbreitung	36
2.8.2	Allgemeines	37
2.8.3	Ablagerungsraum	37
2.8.4	Geländebefund	37
2.9	AMMERGAU FORMATION	38
2.9.1	Stratigraphische Verbreitung	38
2.9.2	Allgemeines	38
2.9.3	Ablagerungsraum	38
2.9.4	Geländebefund	39
2.10	LECH FORMATION	39
2.10.1	Stratigraphische Verbreitung	39
2.10.2	Allgemeines	39
2.10.3	Ablagerungsraum	40
2.10.4	Geländebefund	40
3	TEKTONIK	41
3.1	GEODYNAMISCHER ÜBERBLICK	41
3.2	DEFORMATIONSPHASEN	42
3.2.1	Jurassische Extensionstektonik	42
3.2.2	Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen	43
3.2.2.1	Trupchun Phase	43
3.2.2.2	Ducan-Ela Phase	44
3.2.2.3	Blaisun Phase	44
3.2.2.4	Turba Phase	45

3.2.2.5	Domleschg Phase	45
3.3	DECKENBAU DER NÖRDLICHEN KALKALPEN	45
3.4	STRUKTURGEOLOGISCHE ÜBERSICHT	48
4	BESCHREIBUNG DER REGIONALEN STRUKTUREN	51
4.1	SAXERSPITZ - ANTIKLINALE	51
4.2	STRUKTUREN IM HANGENDEN DER SAXERSPITZ – ANTIKLINALE	52
4.3	STRUKTUREN IM HANGENDEN DER ALBLIT – ÜBERSCHIEBUNG	56
4.4	FREISPITZ – SYNKLINALE	64
4.5	GRIEBMUTTE – SEEKÖPFE STÖRUNG UND STARKENBACHLINIE	70
5	PROFILBESCHREIBUNG	73
5.1	VORBEMERKUNG	73
5.2	TEKONISCHE KARTE	74
5.3	PROFIL 1	75
5.3.1	Profilbeschreibung Profil 1	76
5.4	PROFIL 2	79
5.4.1	Profilbeschreibung Profil 2	80
5.5	PROFIL 3	81
5.5.1	Profilbeschreibung Profil 3	82
5.6	PROFIL 4	84
5.6.1	Profilbeschreibung Profil 4	85
6	KINEMATIK	86
6.1	JURASSISCHE ABSCHIEBUNGEN	86
6.2	STRUKTURELLE ENTWICKLUNG WÄHREND DER DECKENSTAPELUNG	89
6.3	STRUKTURELLE ENTWICKLUNG NACH DER DECKENSTAPELUNG	91
6.4	JÜNGERE STRUKTUREN IM ARBEITSGEBIET	93
6.4.1	Medriol Aufschiebung	93
6.4.2	Kleinberg – Abschiebung	94
6.4.3	Landschaftseck – Abschiebung	94
6.5	ZEITLICHE ABFOLGE DER DEFORMATION	95

6.5.1	Jurassische Extensionstektonik	95
6.5.2	Kretazische Orogenese	95
6.5.3	Tertiäre Orogenese	96
7	LITERATURVERZEICHNIS	97
7.1	VERWENDETE KARTEN	97
7.2	LITERATUR	97
8	ABBILDUNGSVERZEICHNIS	103
9	LEBENS LAUF	108

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Inhalt der vorliegenden Diplomarbeit sind die Ergebnisse einer strukturgeologischen Kartierung in den zentralen Lechtaler Alpen, die von Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner betreut wurde. Das Ziel der Arbeit war die Aufnahme, Auswertung und Interpretation der geologischen Strukturen.

1.2 Methodik

Die Grundlage der Arbeit stellt eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10.000 dar, die von einer Auswertung von Luftbild- und Laserscannaufnahmen begleitet wurde (Quelle: www.tirol.gv.at). Als Kartengrundlage wurde die Österreichische Karte des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen benutzt.

Die Aufnahme der strukturgeologischen Daten erfolgte mit einem Gefügekompas der Firma Freiburger nach Clar, die Auswertung mittels TectonicsFP.

Die geologische und strukturgeologische Karte wurde mit Esri ArcGis 9.3 erstellt. Die Ansichtsprofile, Skizzen und geologischen Profile wurden mit Adobe Illustrator Cs4 und Adobe Photoshop Cs4 bearbeitet und erstellt. Die Diplomarbeit wurde mit Microsoft Office Word geschrieben.

1.3 Geographischer Überblick

Die Lechtaler Alpen befinden sich im Westen Tirols und erstrecken sich vom Flexenpass im Westen bis zum Fernpass und dem Gurgltal im Osten. Nach Norden erfolgt die Begrenzung

durch das Lechtal, nach Süden hin durch das Oberinntal und das Stanzertal. Das Arbeitsgebiet befindet sich in den zentralen Lechtaler Alpen (siehe Abbildung 1)

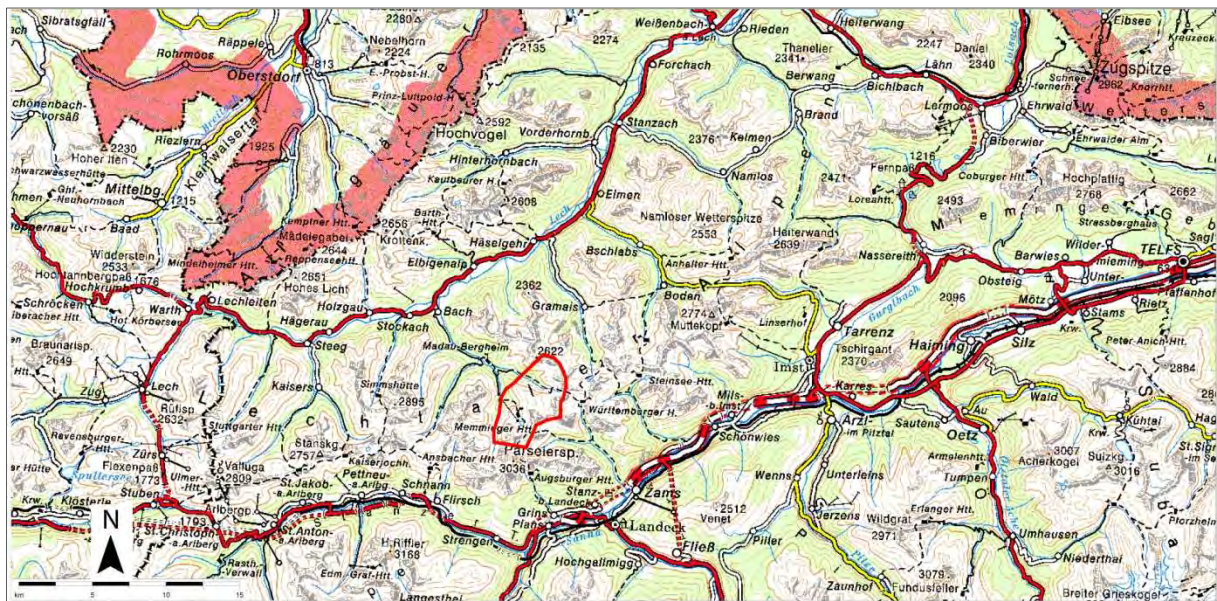


Abbildung 1: Geographische Überblickskarte der Lechtaler Alpen. Das Arbeitsgebiet ist rot umrandet und befindet sich in den zentralen Lechtaler Alpen (AMAP 3D West).

Das Arbeitsgebiet reicht vom Parseiertal im Westen bis zur Leiterspitze im Osten. Die nördliche Begrenzung bildet der Grat zwischen Torispitze und Landschaftspitze, die Südgrenze liegt zwischen Bärenscharte und Schafscharte. Im Südosten befindet sich das Arbeitsgebiet von POSTL (2010). Als Grenze gilt der Verbindungsgrat Leiterjöchel – Medriolkopf – Schieferspitze – Großbergkopf – Seeschartenspitze. (siehe Abbildung 2)

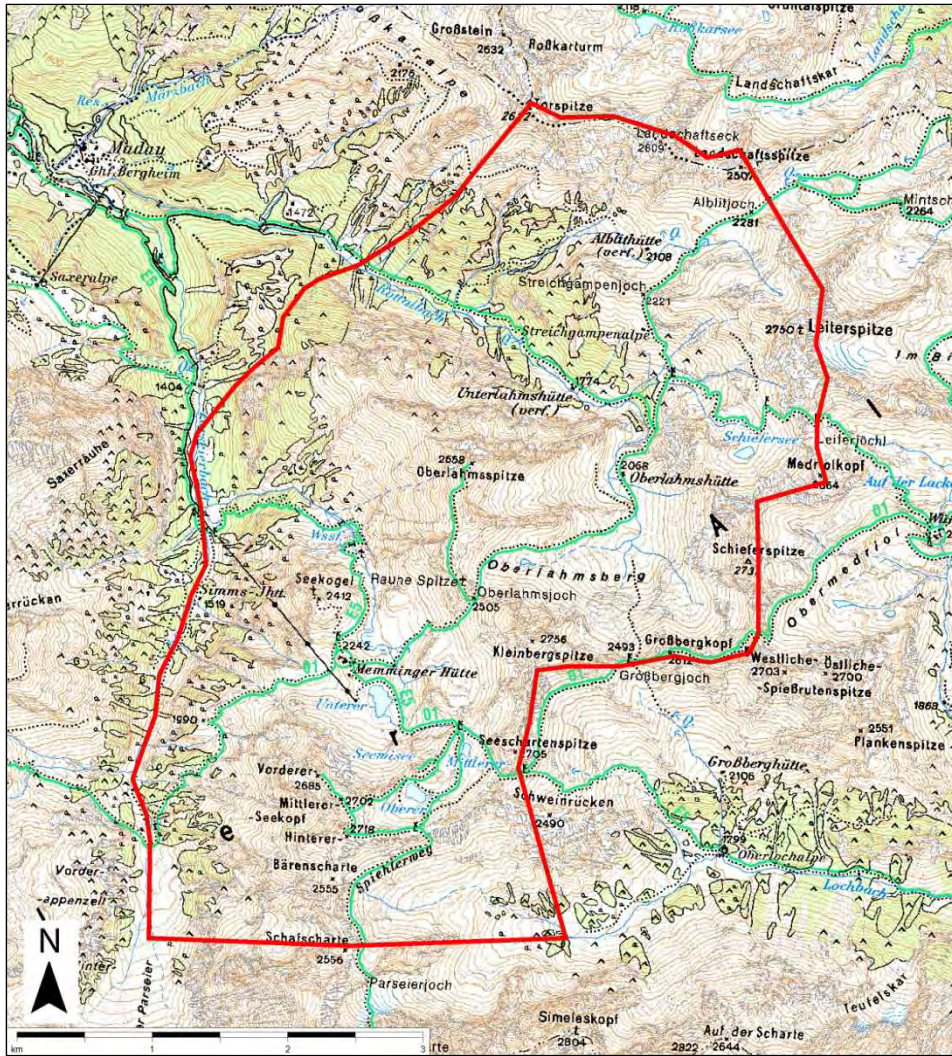


Abbildung 2: Detailkarte des Arbeitsgebiets (rot umrandet) mit den verwendeten Lokalnamen (AMAP 3D West).

1.4 Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Süden der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Südlich des Inntals befinden sich die Basamenteinheiten des Landecker Quarzphyllits und des Silvretta Kristallins (siehe Abbildung 3).

Die Entstehung der Alpen erfolgt während zwei Orogenesen: Die kretazische (ealpine) Orogenese wird auf die Schließung des Meliata Ozeans zurückgeführt, während die tertiäre Orogenese infolge der Schließung des Penninischen Ozeans stattfindet (SCHMID et al., 2004).

In den Nördlichen Kalkalpen kommt es während der eoalpinen Orogenese zur NW- (EISBACHER & BRANDNER, 1996), bzw. NNW (ORTNER, 2003b) gerichteten Deckenstapelung, die zur Bildung eines NE-SW bis ENE-WSW streichenden Faltenbaus führt. Ab der Oberkreide setzt die Subduktion des Penninischen Ozeans ein und der Austroalpine Orogenkeil wird über Penninische Einheiten überschoben bis es schließlich im späten Miozän zur Kollision zwischen apulischer- und europäischer Platte kommt (FROITZHEIM et al., 1996; ORTNER, 2003b). In dieser Phase werden bereits bestehende Strukturelemente der Nördlichen Kalkalpen überprägt.

AMPFERER (1912), HAHN (1912) und TOLLMANN (1976b), teilen die Nördlichen Kalkalpen in folgende Deckensysteme ein, die Aufzählung erfolgt von liegenden- zu hangenden Einheiten:

- Bajuvarikum (Cenomanrandschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke)
- Tirolikum (Inntaldecke, Krabachjochdecke)
- Juvavikum

Die Lechtaldecke weist im Westteil der Nördlichen Kalkalpen die flächenmäßig größte Ausdehnung auf und wird deshalb von TOLLMANN (1976b) als Stammdecke beschrieben. Cenomanrandschuppe und Allgäudecke bilden in diesem Modell frontale, nördliche Schuppen der Lechtaldecke, während die Inntaldecke, eine hintere, südliche Schuppe darstellt. Im Kern einer Synklinale der Inntaldecke sind die synorogenen Sedimente der Gosau-Gruppe zu finden. Auf der Inntaldecke sind lokal Reste einer weiteren, tektonisch höheren Einheit erhalten, die als Krabachjochdecke bezeichnet wird.

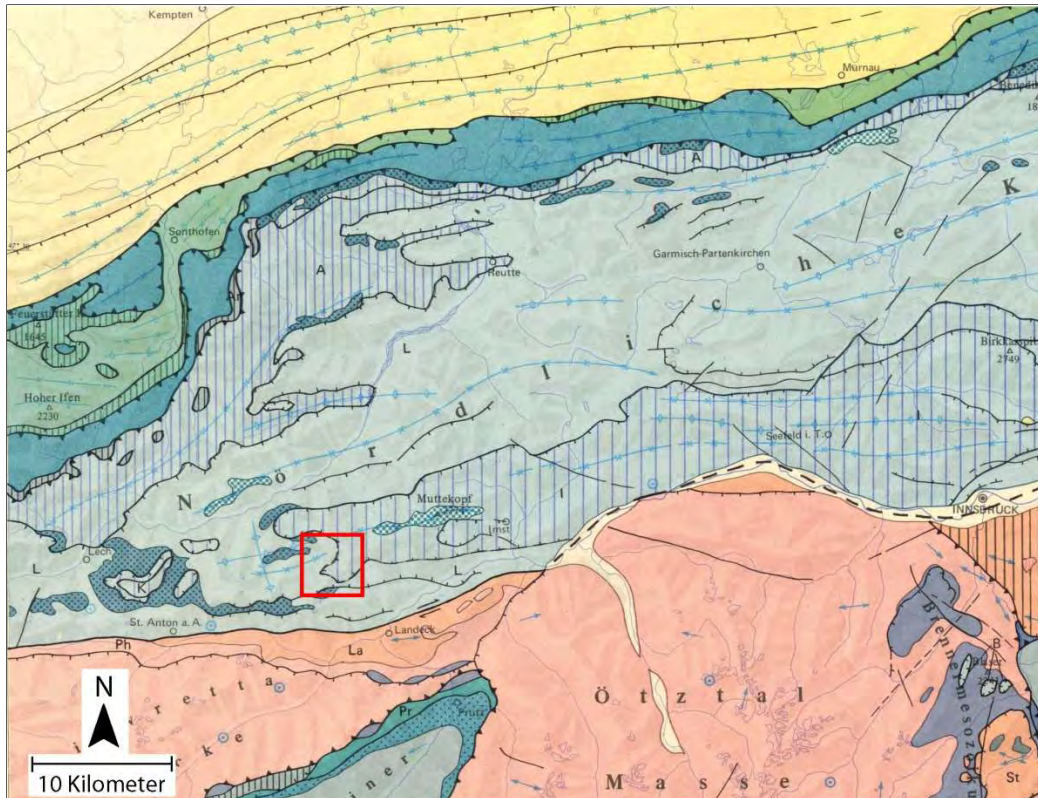


Abbildung 3: Ausschnitt der tektonischen Übersichtskarte von Tirol 1:600.000 (BRANDNER, 1980). A = Allgäu Decke, L = Lechtaldecke, I = Inntaldecke. Das Arbeitsgebiet ist rot markiert und befindet sich am Westende der Inntaldecke.

2 Stratigraphie

2.1 Stratigraphischer Überblick

Die Sedimentation in den Nördlichen Kalkalpen beginnt im Perm unter kontinentalen Bedingungen (MANDL, 2000) auf einem prä-permischen Basement (EISBACHER & BRANDNER, 1996). In dieser Phase werden klastische Sedimente des Alpenen Verrucano (TOLLMANN, 1976a) abgelagert.

Ab der Untertrias kommt es zur Transgression des Meliata Ozeans in den ostalpinen Ablagerungsraum, sodass die triassischen Sedimente am südöstlichen, passiven Kontinentalrand von Europa abgelagert werden (EISBACHER & BRANDNER, 1996). Die triassische Schichtfolge beginnt in der Untertrias mit fluviatilen bis randmarinen, rötlichen,

grauen und weißen Sandsteinen des Alpenen Buntsandsteins (STINGL, 1987), die von Evaporiten und Karbonaten der Reichenhall Formation überlagert werden. Im Anisium, Ladinium und unteren Karnium werden vorwiegend Karbonate gebildet, wobei es ab dem mittleren Anisium infolge von Dehnungstektonik zur Faziesdifferenzierung in Beckensedimente (Reifling Formation und Partnach Formation) und Plattformkarbonate (Wettersteinkalk/dolomit) kommt, die miteinander verzahnen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Im mittleren Karnium erfolgt mit der Sedimentation der Nordalpinen Raibl Gruppe, die Tonschiefer, Sandsteine, Evaporite und Karbonate enthält, ein markanter Sedimentationsumschwung, wodurch die Plattformentwicklung des Wettersteinkalk/dolomit beendet wird (BRANDNER, 1984). Dabei kommt es zum Ausgleich des mitteltriassischen Reliefs zwischen Partnachbecken und Wettersteinkalk (BRANDNER, 1984). Während dem oberen Karnium und Norium werden zyklisch aufgebaute Dolomite der Hauptdolomit Gruppe abgelagert, in denen aufgrund von verstärkter tektonischer Subsidenz Intraplattformbecken gebildet werden (DONOFRIO et al. 2003). Im Rhätium kommt es abermals zur Faziesdifferenzierung. In den Beckenbereichen wird die Wechselfolge von Kalken und Tonschiefern der Kössen Formation sedimentiert, die mit Riffschuttkalken des Oberrhätalks verzahnt (TOLLMANN, 1976a).

Ab der Grenze Trias – Jura beginnt die Öffnung des Südpenninischen Ozeans, wodurch der ostalpine Ablagerungsraum sich nun am nordwestlichen, passiven Kontinentalrand von Apulia befindet (FROITZHEIM et al. 1996). Die Riftprozesse, die mit der Öffnung dieses Ozeans einhergehen, bewirken die Bildung jurassischer Störungen, die den Sedimentationsraum in Becken, Tiefschwellen und Hochzonen gliedern, sodass es zu einer ausgeprägten Faziesheteropie kommt. Auf den Tiefschwellen gelangen kondensierte, meist rote Knollenkalke der Adnet Formation zur Ablagerung, die meist im Hangenden des Oberrhätalks auftreten. Im weiteren Verlauf des Unterjura wird die Adnet Formation von den hemipelagischen Beckensedimenten der Allgäu Formation überlagert. In der Allgäu Formation treten Megabrekzien auf, die an die zuvor angesprochenen jurassischen Störungen gebunden sind. Den mächtigen Beckensedimente stehen kondensierte Schichtfolgen mit wenigen Metern Mächtigkeit gegenüber (JACOBESHAGEN, 1965; ORTNER, 2010). Im Verlauf des Unter- und Mitteljura kommt es zur weiteren Absenkung des Ablagerungsraums, wodurch im Oxfordium der Ruhpoldinger Radiolarit knapp über und unterhalb der CCD (*Calcite compensation depth*) abgelagert wird. Auf dem Ruhpoldinger Radiolarit folgen Radiolarienmikrite der Ammergau Formation, die unterhalb der ACD (*Aragonite compensation depth*) sedimentiert wurden.

Durch zunehmend siliziklastischen Eintrag in der Unterkreide geht aus der Ammergau Formation die Lech Formation hervor, die Olistolithe im Meter- bis 100 Meter Maßstab enthalten kann (MAY & EISBACHER, 1999). Mit der Lech Formation endet die kontinuierliche Sedimentation der westlichen Nördlichen Kalkalpen aufgrund der Überschiebung der Inntaldecke (ORTNER, 2003a). Als jüngste Sedimente sind die synorogenen Klastika der Gosau-Gruppe im Hangenden einer Erosionsdiskordanz erhalten, die während der Oberkreide bis in das Eozän abgelagert wurden (ORTNER, 2003a).

Die sedimentäre Abfolge reicht im Arbeitsgebiet von der Nordalpinen Raibl Gruppe bis zur Lech Formation. Die Formations- und Schichtbezeichnungen richten sich generell nach der stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al. 2004). Der Hauptdolomit wurde nach MÜLLER-JUNGBLUTH (1971), die Allgäu Formation nach JACOBESHAGEN (1965) weiter untergliedert. Abbildung 4 gibt einen Überblick der stratigraphischen Abfolge des Arbeitsgebiets.

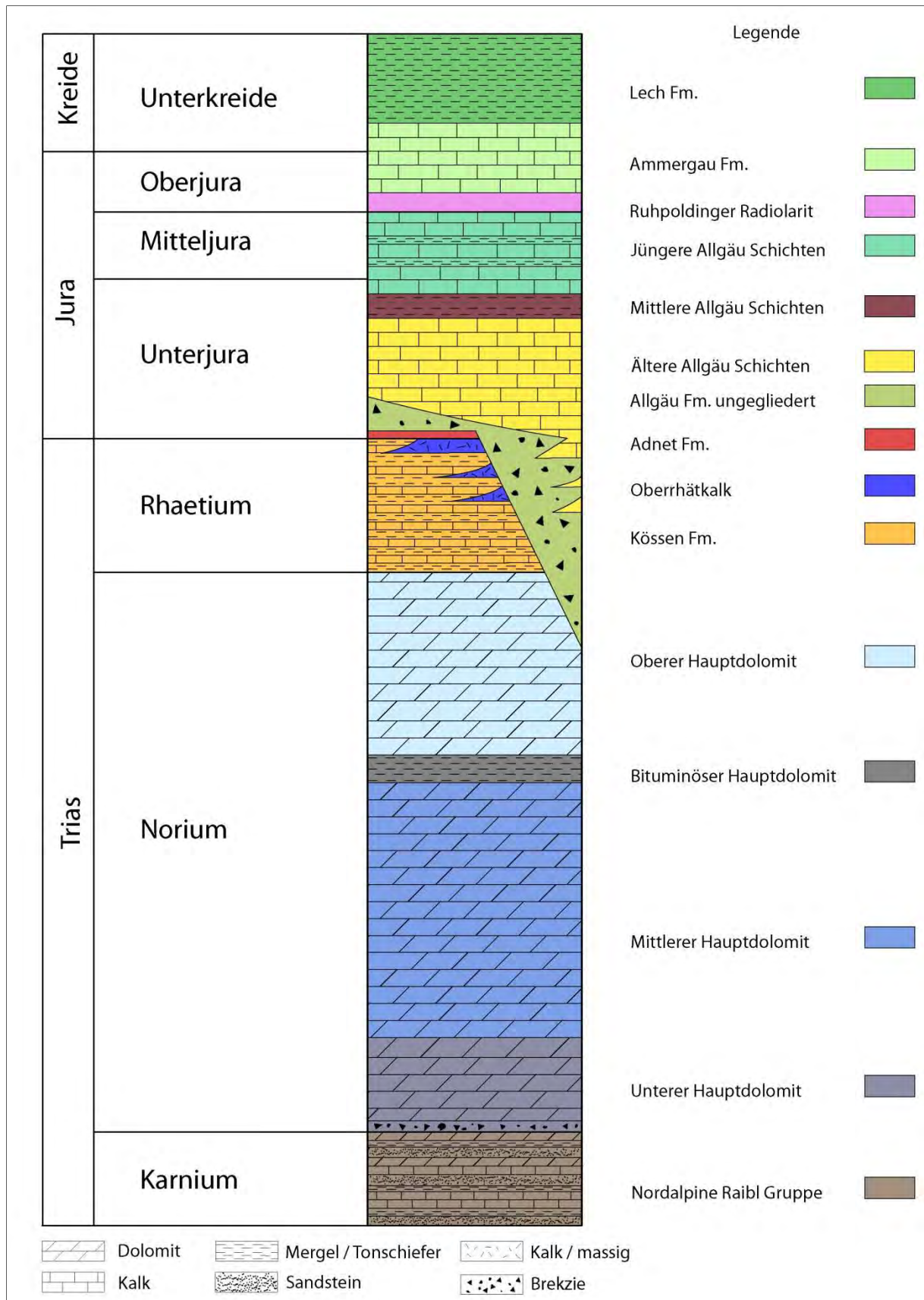


Abbildung 4: Stratigraphisches Säulenprofil der im Arbeitsgebiet auftretenden stratigraphischen Einheiten.

2.2 Nordalpine Raibl Gruppe

2.2.1 Stratigraphische Verbreitung

Karnium (Julium – Tuvalium) (TOLLMANN, 1976a)

2.2.2 Allgemeines

Bei der Nordalpinen Raibl Gruppe handelt es sich um eine Wechselfolge von Tonschiefern, Sandsteinen, Rauhacken, Gipsen sowie Dolomiten und Kalken (JERZ, 1966). JERZ (1966) und BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) untergliedern die Nordalpine Raibl Gruppe in drei Schiefertone – Sandstein Subformationen, die jeweils mit Karbonatgesteins – Subformationen wechsellagern. Das Hangende der Abfolge bilden Rauhacken und Dolomite, die Gipsvorkommen enthalten. Die terrigenen Schüttungen der Nordalpinen Raibl Gruppe beenden die Plattformentwicklung des Wettersteinkalk/dolomit und es kommt zu einem Ausgleich des mitteltriassischen Reliefs zwischen Partnachbecken und Wettersteinkalk (BRANDNER 1984).

Aufgrund der enthaltenen tonigen Sedimente verhält sich die Nordalpine Raibl Gruppe bei Verformung inkompetent und fungiert oftmals als Abscherhorizont für Überschiebungen.

Durch den Sedimentationsumschwung lässt sich die Nordalpine Raibl Gruppe klar vom liegenden Wettersteinkalk/dolomit abgrenzen. Die Hangendgrenze zum Hauptdolomit wird mit der Oberkante der letzten Tonschieferzwischenlage gezogen (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971).

2.2.3 Ablagerungsraum

Die Sedimentation der Nordalpinen Raibl Gruppe wird laut BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) durch globale Meeresspiegelschwankungen gesteuert, wobei generell ein regressiver Trend feststellbar ist. Durch das relative Absenken des Meeresspiegels wird terrigenes Sediment im Küstenraum und randmarinen Zonen abgelagert

und später, durch Transgression über das gesamte Becken verteilt. Die vorherrschende Regression des Meeres bringt den Ablagerungsraum daraufhin wieder in flachere Bereiche wodurch Karbonate gebildet werden können, die in einem neuen Zyklus wiederum von terrigenen Klastika überlagert werden. Als mögliche Gründe für die Wechselfolge von Sandsteinen, Tonsteinen und Karbonaten werden eustatische Meeresspiegelschwankungen und tektonische Ereignisse diskutiert.

2.2.4 Geländebefund

Die Aufschlüsse der Nordalpinen Raibl Gruppe beschränken sich auf den Süden des Arbeitsgebietes. Es handelt sich hier um eine Wechselfolge von dm-gebankten, sparitischen Dolomiten mit Einschaltungen von cm-mächtigen bis rund 10 Meter mächtigen Tonschiefern, die glaukonitische, quarzführende Kalksandsteine enthalten. Die Dolomite sind zum Teil laminiert (siehe Abbildung 7) und weisen starke Ähnlichkeiten zum Hauptdolomit auf. In den Tonschiefern wurde ein Fund einer vermutlich umgelagerten *Ostrea montiscaprilis* (KLIPSTEIN), einem Leitfossil für die Nordalpine Raibler Gruppe gemacht. Rauhdecken und Gipse sind im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen, mächtige Vorkommen werden jedoch weiter östlich, im Ober-Lochtal von WESTRUP (1970) beschrieben.



Abbildung 5: Glaukonitische, quarzführende Kalksandsteine. Südlich der Bärenscharte.



Abbildung 6: Wechselfolge von dm-gebankten, sparitischen Dolomiten mit Einschaltungen von cm-mächtigen Tonschiefern. Südlich der Bärenscharte

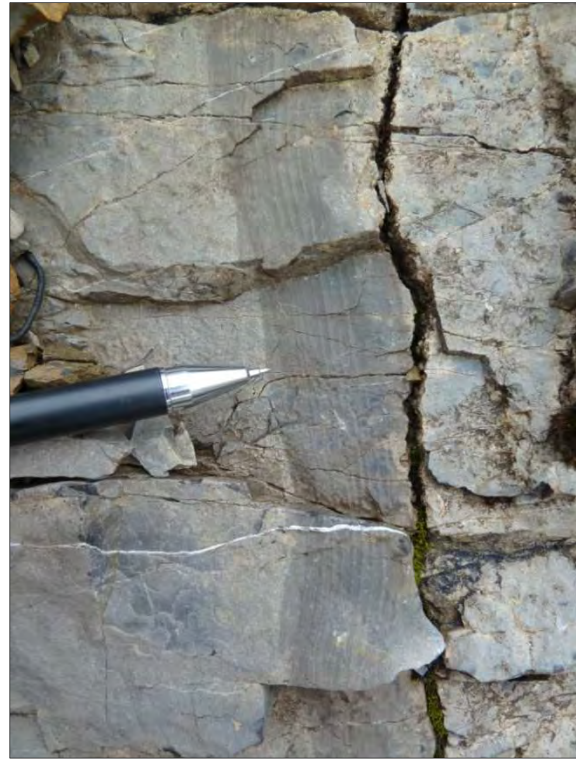


Abbildung 7: Laminiertes Dolomit der Nordalpinen Raibler Gruppe. Südlich der Bärenscharte

Eine Angabe der Mächtigkeit ist schwierig, da die Nordalpine Raibl Gruppe im Arbeitsgebiet an ihrer Basis durch die Starkenbachlinie zugeschnitten wird. Zudem erfolgt durch Zweigstörungen der bedeutenden Grießmutter – Seeköpfe Störung eine Segmentierung der gesamten sedimentären Abfolge von der Nordalpinen Raibl Gruppe bis zum Oberen Hauptdolomit. Im Bereich südlich der Bärenscharte liegt die Mächtigkeit bei rund 120 Metern.

2.3 Hauptdolomit Gruppe

2.3.1 Stratigraphische Reichweite

Oberes Karnium bis Oberes Norium (DONOFRIO et al. 2003)

Die Gesteine der Hauptdolomit Gruppe nehmen im bearbeiteten Gebiet einen Großteil der Fläche ein und stellen in den Lechtaler Alpen einen Hauptfels- sowie Gipfelbildner dar. Es handelt sich um eine gut gebankte Abfolge von Dolomiten, die durch zwei Transgressions – Regressions Fazieszyklen geprägt ist (DONOFRIO et al. 2003).

Eine erste Gliederung erfolgte durch MÜLLER-JUNGBLUTH (1971), der den Hauptdolomit in vier Lithostratigraphische Einheiten unterteilte:

- Unterer Hauptdolomit
- Mittlerer Hauptdolomit
- Bituminöser Hauptdolomit
- Oberer Hauptdolomit

Die Liegendgrenze der Hauptdolomit Gruppe wird mit dem letzten Tonschieferhorizont der Nordalpinen Raibl Gruppe definiert (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971), im Hangenden folgt die Kössen Formation.

2.3.2 Ablagerungsraum

Die Sedimente der Hauptdolomit Gruppe wurden am inneren Schelf, im Lagunen- bzw. Gezeitenraum (DONOFRIO et al. 2003) unter vorwiegend intertidalen Bedingungen (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971) abgelagert. Untergeordnet treten auch supratidale und subtidale Bedingungen auf. Laut DONOFRIO et al. (2003) wird die Abfolge der Hauptdolomit Gruppe durch zwei Transgressions – Regressionszyklen geprägt, wobei Brekzienbildung sowie Rutschungsereignisse an der Basis des Unteren Hauptdolomits und des Bituminösen Hauptdolomits auf verstärkte tektonische Subsidenz hinweisen. Im Hangenden dieser Einheiten, dem Mittleren Hauptdolomit bzw. dem Oberen Hauptdolomit treten vermehrt Weißbänke und Aufarbeitungshorizonte auf, die ein zeitweiliges Trockenfallen des Ablagerungsraums anzeigen. Im Gegensatz zu den beiden Transgressionsereignissen erfolgt die Regression des Meeres über mehrere untergeordnete Zykltheme, wodurch keine scharfe Grenzziehung zwischen den betreffenden Faziestypen möglich ist.

Die gute Erhaltung von Biogenen wie z.B. Algenstromatolithen, Onkoiden und Megalodontiden deuten auf eine frühdiagenetische Dolomitierung hin (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971).

2.3.3 Unterer Hauptdolomit

2.3.3.1 Stratigraphische Verbreitung

Unteres bis Mittleres Laciun (DONOFRIO et al., 2003)

2.3.3.2 Allgemeines

Beim Unteren Hauptdolomit handelt es sich laut MÜLLER-JUNGBLUTH (1971) um eine gelblich bis dunkelbraun anwitternde Abfolge von zum Teil laminierten Dolomiten mit bereichsweise hohem Bitumengehalt. Sehr selten sind mächtigere Bänke mit ausspartitierten Bioklasten zu finden, diese werden in den hangenden Abschnitten häufiger und leiten in die Fazies des Mittleren Hauptdolomits über. Als Ablagerungsraum wird das Subtidal angenommen.

Die Mächtigkeit beträgt 250- bis 350 Meter (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971)

2.3.3.3 Geländebefund

Der Untere Hauptdolomit ist meist im cm- bis dm- Bereich gebankt, zum Teil ist eine ausgeprägte Lamination im mm- Bereich zu sehen. Charakteristisch ist der bituminöse Geruch im frischen Anschlag, der im Mittleren und Oberen Hauptdolomit nur sehr selten auftritt. Außer den gut gebankten Abschnitten treten in verschiedenen Horizonten brekziöse Bereiche auf (siehe Abbildung 8). In der Literatur werden Biogenbereiche vor allem aus den hangenden Teilen, im Übergangsbereich zum Mittleren Hauptdolomit beschrieben, im Gelände konnten

jedoch wenige Meter hangend der Nordalpinen Raibl Gruppe aussparitisierte Megalodonten Schalen beobachtet werden.



Abbildung 8: Brekzie im unteren Teil des Unteren Hauptdolomits. Bärenscharte



Abbildung 9: Laminiertes Unteres Hauptdolomit. Wegscharte



Abbildung 10: Megalodonten Schalen im Unteren Hauptdolomit. Südlich der Bärenscharte

2.3.4 Mittlerer Hauptdolomit

2.3.4.1 Stratigraphische Reichweite

Mittleres Laciun bis Unteres Alaunium (DONOFRIO et al., 2003)

2.3.4.2 Allgemeines

Der Mittlere Hauptdolomit zeichnet sich durch einen deutlichen fazialen Wechsel gegenüber dem Unteren Hauptdolomit aus. Infolge des regressiven Trends herrschen nun vor allem intertidale-, subtidale sowie untergeordnet supratidale Ablagerungsbedingungen vor, die sich in einem Wechsel in der Bankmächtigkeit und Anwitterungsfarbe äußern. Die Ablagerungsbedingungen unterliegen dabei zyklischen Schwankungen (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970). Häufig sind Aufarbeitungshorizonte infolge von Sturmereignissen zu finden.

Die Mächtigkeit beträgt 400- bis 900 Meter (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971).

2.3.4.3 Geländebefund

Der Mittlere Hauptdolomit ist meist im dm- bis 1 Meter Bereich gebankt, wobei in der Abfolge immer wieder Weißbänke mit Algenlaminiten auftreten (siehe Abbildung 11). Die im Unteren Hauptdolomit selten auftretenden Megalodonten werden nun häufiger, erstmals sind auch LF – Gefüge zu finden. Gegenüber dem Unteren Hauptdolomit ist kein bituminöser Geruch feststellbar. Am Top der Weißbänke treten immer wieder cm-mächtige Aufarbeitungsbrekzien auf, die während Sturmereignissen gebildet wurden.



Abbildung 11: Mittlerer Hauptdolomit mit Weißbank. *Südlich der Seeschartenspitze*

2.3.5 Bituminöser Hauptdolomit

2.3.5.1 Stratigraphische Reichweite

Mittleres Alaunium (DONOFRIO et al., 2003)

2.3.5.2 Allgemeines

Beim Bituminösen Hauptdolomit handelt es sich um bituminöse, dünnbankige Kalke und Dolomite, die laut DONOFRIO et al. (2003) in schlecht durchlüfteten Intraplattformbecken innerhalb der Hauptdolomit Plattform während verstärkter tektonischer Subsidenz

sedimentiert wurden. Dieses tektonische Ereignis wird durch Brekzienbildung und Rutschfaltung angezeigt.

SOMMER (2010) beschreibt Extensionsprozesse in den süd-östlichen Lechtaler Alpen bereits während der Sedimentation des Mittleren Hauptdolomits, die zur Bildung von mächtigen, brekziösen Bereichen führen. Diese Extensionsprozesse führen auch zur Bildung von Intraplattformbecken, die durch Abschiebungen begrenzt sind. In diesen Becken treten fein gebankte Bereiche mit erhöhtem Bitumengehalt auf. Aus diesem Befund ergibt sich, dass vermutlich nicht alle Einschaltungen von Bituminösem Hauptdolomit das gleiche Alter haben und es eventuell mehrere davon geben könnte (ORTNER, 2010). ORTNER (2010) zeigt, dass der Bituminöse Hauptdolomit in Kippschollensituationen auch mit Oberem- und Mittlerem Hauptdolomit verzahnen kann, bzw. auch primär fehlen kann.

Aufgrund des geringen Sauerstoffgehalts gibt es keine Bioturbation und es ist eine ausgeprägte Feinschichtung erhalten.

Die Mächtigkeit beträgt 10 bis 60 Meter (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971)

2.3.5.3 Geländebefund

Der Bituminöse Hauptdolomit ist wegen seiner dunklen Farbe, seiner Bankung im mm-Bereich und seinem hohen Bitumengehalt vom Mittleren- und Oberen Hauptdolomit scharf abgrenzbar und stellt einen Leithorizont innerhalb der Hauptdolomit Gruppe dar. Teilweise steigt der Bitumengehalt so weit an, dass er alleiniger Feinschichtbildner ist (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971). Neben dolomitischen Lagen treten auch kalkige Lagen auf, was laut DONOFRIO et al. (2003) auf wechselnde Sauerstoffverhältnisse am Beckenboden zurückzuführen ist.

Von weitem ähnelt der Bituminöse Hauptdolomit im Gelände der Kössen Formation. Bei genauerer Betrachtung ist jedoch eine problemlose Unterscheidung zwischen den typischen dunkel gefärbten, stark bituminösen und feinflaminierten Gesteinen des Bituminösen Hauptdolomits und den gelblich anwitternden Kalken mit Muschelschilllagen der Kössen Formation möglich.



Abbildung 12: Bituminöser Hauptdolomit. *Kleinbergspitze, Westflanke*



Abbildung 13: Bituminöser Hauptdolomit. *Nördlich der Leiterspitze*

2.3.6 Oberer Hauptdolomit

2.3.6.1 Stratigraphische Reichweite

Mittleres Alanium bis Sevatium (DONOFRIO et al., 2003)

2.3.6.2 Allgemeines

Viele der Merkmale, die den Mittleren Hauptdolomit charakterisieren, treten verstärkt auch im Oberen Hauptdolomit auf (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971). Dies betrifft besonders die zyklischen Schwankungen zwischen subtidalen-, intertidalen und supratidalen Ablagerungsbedingungen und die häufigeren Einschaltungen von Biogenen, wie zum Beispiel Megalodonten. DONOFRIO et al. (2003) betonen die Ähnlichkeit zu den Lofer-Zyklen und schlagen deshalb den Namen „Dachsteindolomit“ vor. Die von ihnen beschriebenen Auftauchphasen mit Bodenbildung und Residualtonen können im Arbeitsgebiet allerdings nur selten beobachtet werden.

In Teilen der Nördlichen Kalkalpen tritt zwischen dem Oberen Hauptdolomit und der Kössen Formation das Plattenkalk-Niveau auf (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971, DONOFRIO et al. 2003). Es konnte im bearbeiteten Gebiet nicht festgestellt werden und ist laut MÜLLER-JUNGBLUTH (1971) und WESTRUP (1970) wahrscheinlich nicht vorhanden.

Die Mächtigkeit beträgt 400- bis 800 Meter (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971).

2.3.6.3 Geländebefund

Der Obere Hauptdolomit ist meist dm- bis 1 Meter gebankt, wobei auch bis zu maximal 5 Meter mächtige Bänke auftreten können. Wie auch im Mittleren Hauptdolomit findet man häufig Weißbänke mit Algenlaminiten und LF – Gefügen, zusätzlich treten auch Megalodontidenschalen und Großkonkoide auf (siehe Abbildung 17). In den hangenden Abschnitten konnten nördlich der Schieferspitze Einschaltungen von cm-mächtigen Tonschiefern beobachtet werden. Bitumengehalt konnte im Oberen Hauptdolomit nicht festgestellt werden.

Am Top der Weißbänke kommt es oft zur Bildung von Aufarbeitungsbrekzien. Dabei werden während Sturmereignissen meist cm-große Mudchips von der Schichtoberfläche abgelöst und gemeinsam mit dem dunkleren Material resedimentiert. Es handelt sich also um einen Anzeiger, ob die Abfolge aufrecht oder invers gelagert ist.



Abbildung 14: Aufarbeitungsbrekzie im Oberen Hauptdolomit die eine aufrechte Lagerung anzeigt. *Östlich der Memminger Hütte*

Eine Besonderheit, die im Gelände beobachtet werden konnte, sind Rutschfalten (siehe Abbildung 15). Normalerweise sind diese für den Bituminösen Hauptdolomit typisch.

Aufgrund der Ähnlichkeiten zum Mittleren Hauptdolomit ist eine sichere Unterscheidung nur dort möglich, wo der Bituminöse Hauptdolomit vorkommt.

Der Obere Hauptdolomit tritt nicht nur im normalen stratigraphischen Verband auf, sondern ist sowohl als Gleitscholle im 100 Meter Maßstab, als auch als dm-große Komponente in Megabrekzien der Allgäu Formation vorhanden.



Abbildung 15: Rutschfalte im Oberen Hauptdolomit. *Kleinbergspitze, Ostwand*



Abbildung 16: aussparisiertes Gehäuse einer Turmschnecke. Nördlich des Oberlahmsjochs



Abbildung 17: Großkonkide in einem Fallstück. Kleinbergspitze, Ostwand

2.4 Kössen Formation

2.4.1 Stratigraphische Verbreitung

Rhätium (TOLLMANN, 1976a)

2.4.2 Allgemeines

Die Kössen Formation stellt die Beckenfazies zum Oberrhätkalk dar, wobei es über Riffschuttkörper zu einer Verzahnung zwischen den beiden Faziestypen kommt (TOLLMANN, 1976a), siehe auch Abbildung 20.

Aufgrund der Wechsellagerung zwischen meist dm-mächtigen Kalkbänken und Tonschiefern fungiert die Kössen Formation innerhalb der Sedimentabfolge der Nördlichen Kalkalpen oft als Abscherhorizont für Überschiebungen und Abschiebungen. Sie stellt ein relativ inkompetentes Gestein dar, das oft im Meter – Bereich verfaltet ist (siehe Abbildung 18). Dieser Umstand erschwert auch eine genaue Mächtigkeitsangabe, sie dürfte im Gebiet bei rund 150 Metern liegen.

An Fossilien treten Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Ammoniten und Echinodermen auf.

Die Liegendgrenze der Kössen Formation ist der Obere Hauptdolomit. Eine Grenzziehung ist aufgrund der Tonschiefer-Lagen meist problemlos möglich. Hangend folgt im bearbeiteten Gebiet der Oberrhätalkalk, der durch seine massige Ausprägung ebenfalls gut unterscheidbar ist. In anderen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen wird die Kössen Formation bis zum Ende des Rhätiums sedimentiert, in diesem Fall ist die Hangendgrenze die Allgäu Formation.

2.4.3 Ablagerungsraum

Nach der Sedimentation des Oberen Hautdolomits unter zyklisch wechselnden subtidalen- bis intertidalen Bedingungen wird der Ablagerungsraum nun wieder tiefer. TOLLMANN (1976a) beschreibt ihn als ein, zu Beginn seichtes, hyperhalines Becken, das im Laufe der Zeit bis zu 80 Meter tief wird.

2.4.4 Geländebefund

Die Kössen Formation tritt im Gelände meist als Wechsellagerung von dm-geschichteten, gelblich bis hellbraun anwitternden Kalken, die Glaukonit enthalten können, und dunklen Tonschiefern und Mergeln auf (siehe Abbildung 18).



Abbildung 18: Dm-gebantke Kalke in Wechsellagerung mit Tonschiefern, die im Meter – Bereich verfaltet sind. *Torspitze, Südwand*

Bei den Kalken handelt es sich meist um dunkle Mudstones, es treten aber auch häufig Muschelschillagen infolge von Sturmereignissen auf (siehe Abbildung 19).



Abbildung 19: Muschelschill der Kössen Formation. *Streichgampenalpe*

Die Schichtoberflächen können wellig/knollig bis eben sein. In den hangenden Abschnitten konnten zum Teil bis zu 10 Meter mächtige Korallenkalke beobachtet werden, (siehe Abbildung 20) die wiederum von Tonschiefern überlagert werden.

Gemeinsam mit Oberrhätkalk und Oberem Hauptdolomit tritt auch die Kössen Formation als Gleitscholle oder Megabrekzienkomponente innerhalb der Allgäu Formation auf.

2.5 Oberrhätkalk

2.5.1 Stratigraphische Verbreitung

Oberes Rhätium (TOLLMANN, 1976a)

2.5.2 Allgemeines

Der Oberrhätkalk wurde zeitgleich zur Kössen Formation auf Schwellenzonen abgelagert, weshalb er nicht überall auftritt und die Kössen Formation bereichsweise bis zum Ende des Rhätiums sedimentiert wird. Er tritt meist als dickbankig bis massiger, hellgrau bis gelbweißlich anwitternder Riffschuttkalk auf, der aus Korallen-, Gastropoden-, Crinoiden- und Brachiopodenresten aufgebaut ist. Zum Teil sind Hornsteinknollen und Lagen, sowie dolomitisierte Bereiche zu finden. TOLLMANN (1976a) beschreibt auch Spalten und Risse am Top des Oberrhätkalks, die mit Sedimenten der hangenden Formationen verfüllt sind.

Liegend des Oberrhätkalks befindet sich die Kalk-Tonschiefer-Wechselfolge der Kössen Formation, hangend folgen entweder die Rotkalke der Adnet Formation oder die Allgäu Formation.

Die Mächtigkeit beträgt bis zu 200 Meter (TOLLMANN, 1976a), im Arbeitsgebiet liegt sie meist bei rund 100 Meter.

2.5.3 Ablagerungsraum

Laut TOLLMANN (1976a) wurde der Oberrhätkalk auf Schwellenzonen innerhalb des Beckens der Kössen Formation abgelagert. Dabei kommt es an Übergangszonen Becken – Schwellenzone zur Verzahnung von Riffschuttkörpern und Beckensedimenten (siehe Abbildung 20).

2.5.4 Geländebefund

Da der Oberrhätkalk aufgrund seiner massig bis grobbankigen Ausprägung oft steile Felswände bildet und eine hellgraue Anwitterungsfarbe besitzt, ist er im Gelände leicht erkennbar. In der Nordwand der Oberlahmsspitze, sowie der Westflanke des Hinteren Seekopfes ist die Verzahnung von Riffschuttkalken und der Kalk-Mergel Wechselfolge der Kössen Formation gut zu erkennen (siehe Abbildung 20). Im Bereich des Streichgampenjochs ist verkieselter Oberrhätkalk aufgeschlossen. Eine weitere Besonderheit stellen cm-mächtige, gelbe, rote oder grüne Mergelzwischenlagen (siehe Abbildung 22) und dolomitisierte

Bereiche dar. Dolomitierter Oberrhätalk tritt oftmals als Komponente innerhalb von Megabrekzien und Gleitschollen innerhalb der Allgäu Formation, sowie innerhalb der stratigraphischen Abfolge südlich der Kleinbergspitze auf. Im Hangschutt westlich der Kleinbergspitze treten auffallend häufig dolomitisierte Korallenbruchstücke auf (siehe Abbildung 23)



Abbildung 20: Verzahnungsbereich zwischen dunklen Tonschiefern der Kössen Formation und den hellgrau anwitternden, dickbankigen Riffschuttkalken des Oberrhätalks. Oberlahmsspitze, Nordwand



Abbildung 21: Gastropode und Megalodontenschalen im Oberrhätalk. Hinterer Seekopf, Westwand



Abbildung 22: Cm-mächtige Mergelzwischenlagen im Oberrhätkalk. Steig zwischen Unterem- und Mittlerem Seewisee



Abbildung 23: Dolomitisiertes Korallenbruchstück im Hangschutt. Kleinbergspitze, Westflanke

2.6 Adnet Formation

2.6.1 Stratigraphische Verbreitung

Hettangium bis Sinemurium (JACOBSHAGEN, 1965)

2.6.2 Allgemeines

Bei der Adnet Formation handelt es sich um meist rote, zum Teil graue, uneben geschichtete bis knollige Kalke mit zwischengelagertem, mergeligem Material. FABRICIUS (1966) erklärt die Knollenbildung als Wechsel von Ablagerung und Wiederauflösung (Subsolution) von Kalk verbunden mit niederen Sedimentationsraten. Lösungserscheinungen werden dabei durch dunkel gefärbte Eisen- und Manganoxidkrusten und angelöste Ammonitengehäuse (FABRICIUS, 1966) dokumentiert. Der Tongehalt der Adnet Formation wird als

Lösungsrückstand interpretiert. An Fossilien sind Ammoniten, Belemniten, Gastropoden und Filamente zu finden.

Die Untergrenze der Adnet Formation ist der Oberrhätalkalk, in dem die Adnet Formation auch spaltenfüllend auftreten kann. Hangend folgt die Allgäu Formation. Die Mächtigkeit beträgt im bearbeiteten Gebiet maximal 10 Meter.

2.6.3 Ablagerungsraum

Die Adnet Formation wurde auf Tiefschwellen unter oxidierenden Bedingungen abgelagert.

2.6.4 Geländebefund

Die Adnet Formation tritt im Arbeitsgebiet meist als dm-gebankter, roter knolliger Filamentmikrit auf, es sind aber auch graue Varietäten zu beobachten, die besonders viele Crinoidenstilglieder enthalten und dem Hierlatzkalk ähneln. Auch TOLLMANN (1976a) beschreibt Übergänge zwischen Hierlatzkalk und Adnet Formation. Stellenweise fehlt die Adnet Formation und es erfolgt ein direkter Übergang von Oberrhätalkalk in die Allgäu Formation.

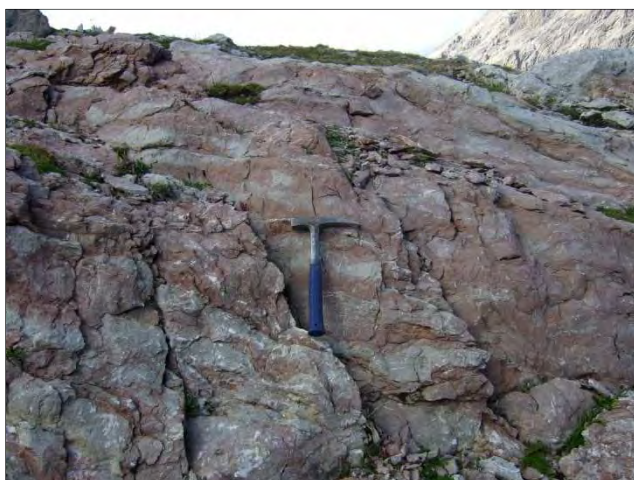


Abbildung 24: Rote Kalke der Adnet Formation. Oberer Seewisee.

2.7 Allgäu Formation

JACOBESHAGEN (1965) führte eine Untergliederung der Allgäu Formation in Ältere-, Mittlere- und Jüngere Allgäu Schichten, basierend auf dem wechselnden Anteil von mergel- bzw. kalkreichen Sedimenten ein. Neben dieser klassischen Ausbildung sind auch Brekzien und Gleitschollen im 100 Meter Maßstab anzutreffen, die auch von GRUBER et al. (2010) in den Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck erwähnt werden und für den Bereich der Oberlahmsspitze vermutet werden. Die Megabrekzien im Bereich der Seeköpfe wurden bisher in der Literatur nicht beschrieben. Die Interpretation der triassischen Schichtglieder, die in diesem Bereich auftreten, als Bestandteil einer Megabrekzie macht den komplexen Faltenbau südlich der Memminger Hütte überflüssig. Ein Modell für die Entstehung der Megabrekzien wird im Kapitel „Kinematik“ beschrieben.

Der Beginn der Sedimentation der Allgäu Formation ist nicht gleichzeitig. In Gebieten, wo Oberrhätkalk und Adnet Formation entwickelt sind, wurde die Liegendgrenze mit Sinemurium datiert. In Beckenbereichen, wo die Allgäu Formation auf die Kössen Formation folgt, fällt die Grenze mit der Wende Trias/Jura zusammen (JACOBESHAGEN, 1965). Im Hangenden befindet sich der Ruhpoldinger Radiolarit, der im bearbeiteten Gebiet jedoch nicht aufgeschlossen ist.

2.7.1 Ablagerungsraum

Bei der Allgäu Formation handelt es sich um hemipelagische Sedimente, die während Extensionsbewegungen abgelagert wurden (EBERLI, 1988). Diese Extensionsbewegungen führten einerseits zur Bildung von ausgeprägten Faziesheteropien und andererseits zur Bildung von Abschiebungen und Seitenverschiebungen (siehe Abbildung 27, EBERLI, 1988, FROITZHEIM & EBERLI, 1990). An solchen Abschiebungen und Seitenverschiebungen kam es zum Herausgleiten von Schichtpaketen, weshalb in der Allgäu Formation Gleitschollen im 100 Meter Maßstab von Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätkalk, Adnet Formation, Älteren Allgäu-Schichten und Mittleren Allgäu-Schichten zu finden sind (siehe Abbildung 25). Es treten aber auch Brekzienkörper mit cm- bis dm- großen Komponenten auf. Diese Olistolithe und Brekzien verzahnen mit feinkörnigen, turbiditischen

Sedimenten sowie Ablagerungen aus ruhiger Hintergrund Sedimentation, die die klassische, von JACOBESHAGEN (1965) beschriebene, Abfolge der Allgäu Formation aufbauen.

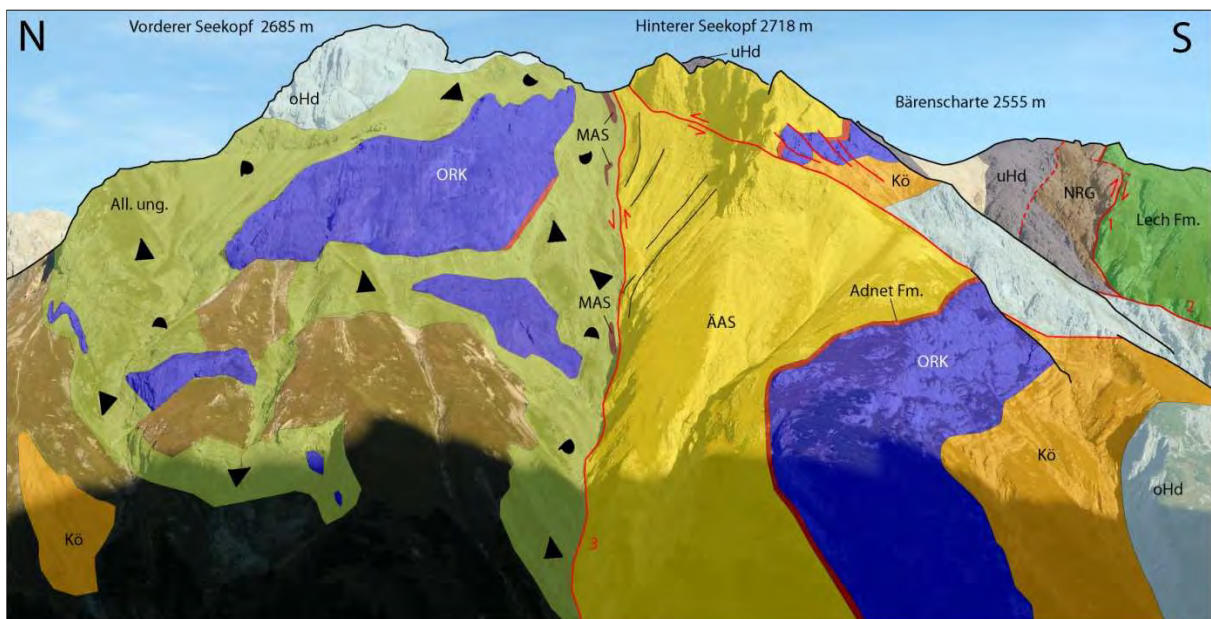


Abbildung 25: Ansicht der Seekopf Westseite. Die Allgäu Formation ist hier als Megabrekzie ausgebildet, die Gleyschollen im 100 Meter Maßstab aus Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätalk und resedimentierter Allgäu Formation enthält. Im Bereich des Hinteren Seekopfes sind mehrere jurassische Abschiebungen sichtbar, die den Oberrhätalk segmentieren. NRG=Nordalpine Raibl Gruppe, uHd = Unterer Hauptdolomit, oHd = Oberer Hauptdolomit, Kö = Kössen Formation, ORK = Oberrhätalk, ÄAS = Ältere Allgäu-Schichten, MAS = Mittlere Allgäu-Schichten, All. ung. = Allgäu Formation, ungegliedert.

2.7.2 Ältere Allgäu-Schichten

2.7.2.1 Stratigraphische Verbreitung

Sinemurium bis Toarcium (JACOBESHAGEN, 1965)

2.7.2.2 Allgemeines

JACOBESHAGEN (1965) beschreibt die Älteren Allgäu-Schichten als meist mittel gebankte, grau- bis gelbbraun anwitternde Kalke mit mergeligen Zwischenlagen und Bioturbationsspuren vom Typ *Chondrites* (siehe Abbildung 26). Die Farbe stammt von der Oxidation von fein verteiltem Pyrit. Häufige Fossilien sind Kieselspicule und Radiolarien, weswegen in Folge von diagenetischen Prozessen in den Kalken häufig Verkieselungen als Lagen, Linsen und Konkretionen auftreten. Untergeordnet sind auch Echinodermenspatkalke und Konglomerate zu finden.

Die Mächtigkeit beträgt rund 100 Meter.

2.7.2.3 Geländebefund

Die Älteren Allgäu-Schichten grenzen im bearbeiteten Gebiet oft mit einem *Onlap* an Abschiebungen, die den Oberrhätalkalk segmentieren (siehe Abbildung 27). Gegen das Hangende werden diese Abschiebungen von den Älteren Allgäu-Schichten plombiert, wie in der Nordwand der Oberlahmsspitze zu beobachten ist.



Abbildung 26: Typische Bioturbationsspuren (*Chondrites*) in einem Fallstück aus den Älteren Allgäu-Schichten. *Seekogel, Westwand*



Abbildung 27: Ältere Allgäu-Schichten, die einen *Onlap* an eine Abschiebung bilden. Der Oberrhätkalk ist in diesem Teil des Arbeitsgebietes von jurassischen Abschiebungen segmentiert. *Oberlahmsspitze, Nordwand*

2.7.3 Mittlere Allgäu-Schichten

2.7.3.1 Stratigraphische Verbreitung

Unteres Toarcium (JACOBESHAGEN, 1965)

2.7.3.2 Allgemeines

Die Mittleren Allgäu-Schichten zeichnen sich durch einen deutlich erhöhten Mergelgehalt gegenüber den Älteren Allgäu-Schichten aus und sind deshalb oft im Gelände infolge von Hangverflachungen schon von weitem erkennbar. Meist handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Mergelschiefer, in denen einzelne, dünne Kalkbänke eingelagert sein können. Oft treten schwarze bis zimtbraune Manganschiefer und bituminöse Bereiche als Linsen in verschiedenen Niveaus innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten auf.

Die Mächtigkeit beträgt rund 150 Meter.

2.7.3.3 Geländebefund

Die Mittleren Allgäu-Schichten sind in der Nord- bzw. Nordwestflanke der Oberlahmsspitze als markanter Leithorizont innerhalb einer normalen stratigraphischen Abfolge aufgeschlossen. Im Bereich der Seeköpfe sind die Vorkommen Bestandteil eines Olistoliths und enthalten Mn-Vererzungen (siehe Abbildung 28 & 29).



Abbildung 28 & 29: Mittlere Allgäu-Schichten mit bläulicher Anwitterungsfarbe, die auf Mn-Vererzung hinweist. Vorderer Seekopf, Nordwand

Am Grat zwischen Mittlerem- und Hinterem Seekopf treten innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten schwarze *cherts* auf, die von früheren Bearbeitern (zum Beispiel SARNTHEIN, 1962) als Radiolarite kartiert wurden. Es handelt sich hier jedoch um Verkieselungen innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten. Weitere Vorkommen von *chert* sind am Weg zur Memminger Hütte zu finden (siehe Abbildung 32).

2.7.4 Jüngere Allgäu-Schichten

2.7.4.1 Stratigraphische Verbreitung

Oberes Toarcium bis Callovium (JACOBSHAGEN, 1965)

2.7.4.2 Allgemeines

JACOBESHAGEN (1965) gliedert die Jüngeren Allgäu-Schichten in vier Gruppen auf, die sich vor allem durch unterschiedliche Gehalte an Mergelzwischenlagen voneinander unterscheiden. Er bemerkt allerdings, dass diese Gliederung selbst bei guten Aufschlussverhältnissen nicht überall möglich ist.

Die Jüngeren Allgäu-Schichten sind generell deutlich kalkreicher entwickelt als die Mittleren Allgäu-Schichten. Meist handelt es sich um eine Wechselfolge von hellgrau bis bräunlich anwitternden, dm-gebankten Kalken und Mergelzwischenlagen mit wechselnden Mächtigkeiten im cm- bis dm- Bereich. An Fossilien sind Radiolarien, Kieselspicule, Flachwasserdetritus und Echinodermen zu finden. Letztere können auch Spatkalkbänke bilden.

Die Mächtigkeit beträgt rund 350 Meter.

2.7.4.3 Geländebefund

Im Gelände treten die Jüngeren Allgäu-Schichten oft als bis zu 0,5 Meter gebankte, hellgrau anwitternde Kalke mit starken Verkieselungen auf. Typisch für diese hellen Kalke sind Wechselfolgen zwischen autochtonem, laminiertem Fleckenkalk und hellen, allodapischen Kalklagen mit Flachwasserdetritus, Radiolarien und Lithoklasten. Außer den feinkörnigen Calciturbiditen können auch brekziöse Bänke mit Komponenten bis zu 10 cm Durchmesser beobachtet werden (siehe Abbildung 30). Die Abfolge der Jüngeren Allgäu-Schichten enthält aber auch bräunlich anwitternde Fleckenkalke mit Mergelzwischenlagen, die sehr ähnlich wie die Älteren Allgäu-Schichten entwickelt sind.



Abbildung 30: Brekziöse Bereiche innerhalb der Jüngeren Allgäu-Schichten. Seekogel, Nordseite, am Steig zur Memminger Hütte.



Abbildung 31: Verfaltete Jüngere Allgäu-Schichten. Nördlich der Memminger Hütte.

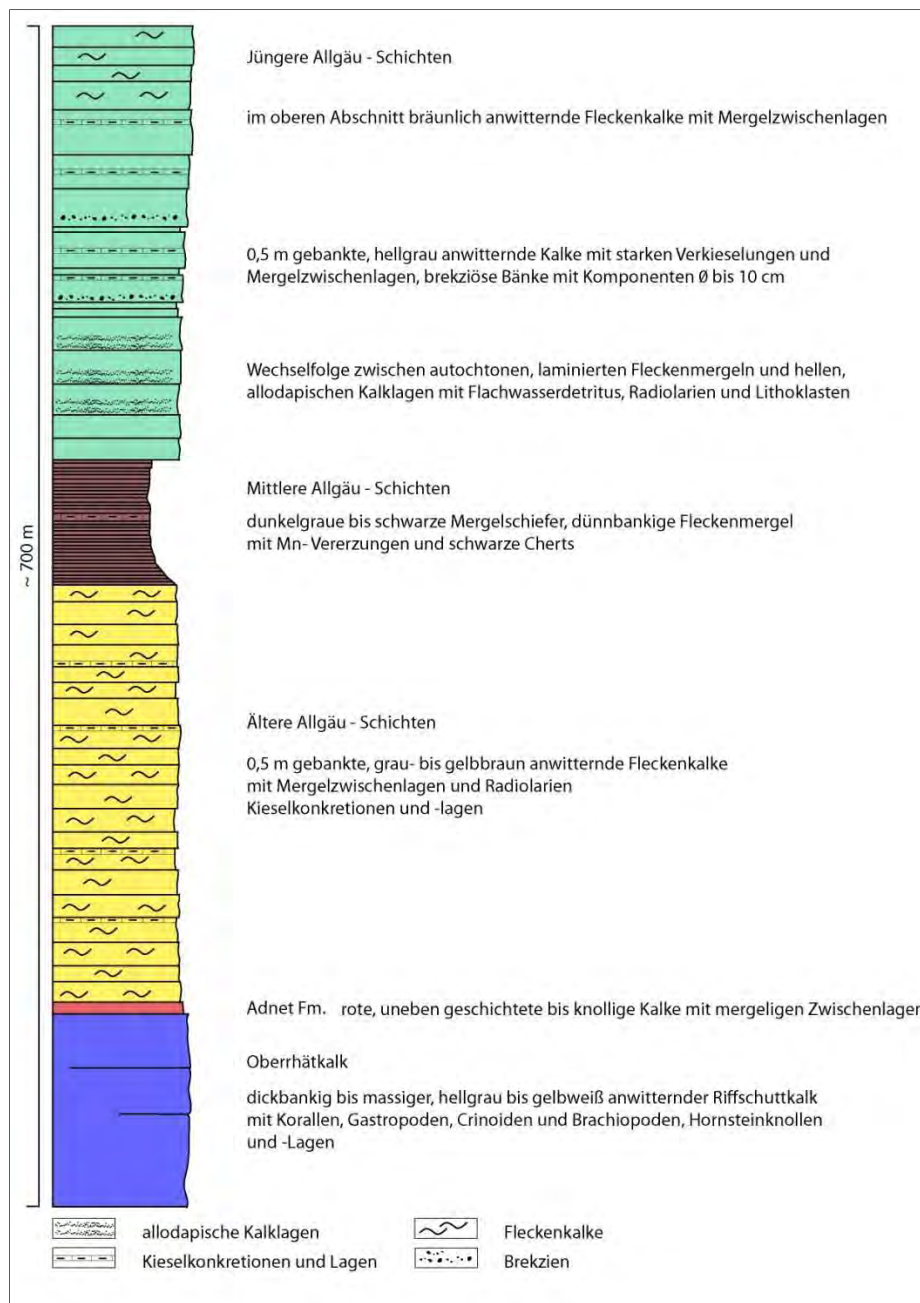


Abbildung 32: Schematisches Profil von Oberrhätkalk bis zur Allgäu Formation mit den wichtigsten makroskopisch erkennbaren lithologischen Eigenschaften. Aufgenommen westlich der Oberlahmsspitze am Steig zur Memminger Hütte.

2.8 Ruhpoldinger Radiolarit

2.8.1 Stratigraphische Verbreitung

Oxfordium (TOLLMANN, 1976a)

2.8.2 Allgemeines

TOLLMANN (1976a) beschreibt den Ruhpoldinger Radiolarit als cm-gebankte schwarze, grüne oder rote Radiolarite bis radiolarienreiche Mikrite mit geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen. Außer massenhaft auftretenden Radiolarien sind nur selten Fossilien, wie z.B. Aptychen und Belemniten (QUENSTEDT, 1951) zu finden.

Liegend befinden sich die Jüngeren Allgäu-Schichten, hangend folgt die Ammergau Formation.

Die Mächtigkeit beträgt laut TOLLMANN (1976a) 20 bis 60 Meter.

2.8.3 Ablagerungsraum

Die Sedimentation des Ruhpoldinger Radiolarits erfolgte in tiefmarinen Becken in Tiefen knapp über und unterhalb der CCD (*Calcite compensation depth*). Eine absolute Tiefenangabe ist schwierig, da die Bestimmung der Lage der CCD in der geologischen Vergangenheit mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Sie hängt wesentlich von der Menge an kalkigem Plankton in der Wassersäule ab. Da dieses Plankton erst seit dem Tithonium massenhaft auftritt, lag die CCD im Oxfordium deutlich höher als heute (DIERSCHKE, 1980, BOSSELINI et al. 1980). Auch eine Radiolarienblüte aufgrund eines erhöhten Kieselsäuregehalts im Wasser nach vulkanischer Tätigkeit könnte ein Grund für die Bildung des Ruhpoldinger Radiolarits sein (DIERSCHKE, 1980).

2.8.4 Geländebefund

Der Ruhpoldinger Radiolarit tritt im bearbeiteten Gebiet nicht auf. Die auf den geologischen Karten von AMPFERER (1932) und SARNTHEIN (1962) am Grat zwischen Mittlerem- und Hinterem Seekopf auskartierten Radiolarite konnten bei eigenen Geländebegehungen nicht bestätigt werden. Es handelt sich hier um Verkieselungen innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten.

2.9 Ammergau Formation

2.9.1 Stratigraphische Verbreitung

Kimmeridgium bis Valanginium (Stratigraphische Tabelle 2004)

2.9.2 Allgemeines

Bei der Ammergau Formation handelt es sich um hellgrau bis cremefarben anwitternde Radiolarienmikrite. Es ist eine cm- bis dm- Bankung vorherrschend mit dünnen Tonschieferzwischenlagen. Typisch sind der muschelige Bruch, sowie Hornsteinkonkretionen. Das vorherrschende Fossil sind Aptychen (kalkige Ammonitenunterkiefer). Untergeordnet treten auch Ammoniten und Belemniten auf (TOLLMANN, 1976a).

Die Liegendgrenze bildet der Ruhpoldinger Radiolarit. Der Übergang erfolgt nicht immer scharf, TOLLMANN (1976a) beschreibt auch Vorkommen einer rötlichen, dünngebankten Kalk – Mergel Wechselfolge als Variation der Ammergau Formation in den Lechtaler Alpen. Im Hangenden erfolgt ein gradueller Übergang zur siliziklastisch beeinflussten Lech Formation.

Die Mächtigkeit beträgt im östlich angrenzenden Arbeitsgebiet von POSTL (2010) rund 100 Meter.

2.9.3 Ablagerungsraum

Die Ammergau Formation wurde, wie der Ruhpoldinger Radiolarit, im tiefmarinen Bereich unterhalb der ACD (*Aragonite compensation depth*) abgelagert. Aufgrund der unterschiedlichen Löslichkeit von Kalzit, bzw. Aragonit (DIERSCHKE, 1980) sind kalzitisches Aptychen erhalten, während die aragonitischen Ammonitengehäuse fehlen.

2.9.4 Geländebefund

Die Ammergau Formation konnte im bearbeiteten Gebiet nur als dm-große Brekzienkomponenten innerhalb der Lech Formation beobachtet werden.

2.10 Lech Formation

2.10.1 Stratigraphische Verbreitung

Aptium bis Albium/Cenomanium? (WINKLER, 1988)

2.10.2 Allgemeines

MAY & EISBACHER (1999) beschreiben die Lech Formation als monotone Abfolge von grauen Mudstones und Siltsteinen, die untergeordnet Sandsteinbänke und Konglomerate als linsenförmige Kanalfüllung enthalten. In dieser Abfolge können vor allem an der Basis und am Top Olistolithe im Meter- bis 100 Meter Maßstab beobachtet werden.

Die Typlokalität der Lech Formation befindet sich im ca. 2,5 km westlich des Arbeitsgebiets gelegenen Appenzeller Kar im Alperschontal und wurde von VON EYNATTEN (1996) beschrieben.

Im Liegenden befinden sich die dm-gebankten Radiolarienmikrite der Ammergau Formation, aus denen durch zunehmenden siliziklastischen Eintrag die Lech Formation hervorgeht (MAY & EISBACHER, 1999). Im Hangenden beendet die Überschiebung der Inntal Decke im Albium/Cenomanium die Sedimentation der Lech Formation (ORTNER, 2003a).

MAY & EISBACHER (1999) geben eine Mächtigkeit zwischen 200 und 1000 Meter an. Im Arbeitsgebiet erfolgt ein tektonischer Zuschnitt durch die Starkenbachlinie, weshalb nicht die primäre Mächtigkeit erhalten ist.

2.10.3 Ablagerungsraum

Die Lech Formation besteht zu einem großen Teil aus feinkörnigen Siliziklastika, die infolge von turbiditischen Schüttungen, in tiefmarinen Becken abgelagert wurden. Diese Becken werden teilweise von Abschiebungen begrenzt, die vermutlich auch schon den jurassischen Faziesraum gegliedert haben (MAY & EISBACHER, 1999). Im Albium/Cenomanium befinden sich diese Becken im Vorland der Überschiebung der Inntaldecke, bzw. werden von dieser überschoben (ORTNER, 2003a). Eine mögliche Quelle für die Olistolithe sind die Abschiebungen sowie die Stirn der Inntaldecke (MAY & EISBACHER, 1999).

2.10.4 Geländebefund

Die Vorkommen der Lech Formation beschränken sich auf den Süden des Arbeitsgebietes, im Bereich zwischen Hinterem Seekopf und Parseierspitze. Es herrschen dunkelgraue Mergel vor, in denen Quarzsandsteine eingeschaltet sind. In den Mergeln können Bioturbationsspuren vom Typ *Chondrites*, sowie Glimmerplättchen beobachtet werden. Da der klastische Eintrag normalerweise so fein ist, dass keine Glimmer zu sehen sind, könnte es sich hier um Neuspaltung von Glimmer handeln. Außer den feinkörnigen Sedimenten konnten auch Brekzien beobachtet werden, die dm-große Komponenten aus Gesteinen der Ammergau Formation enthalten.



Abbildung 33: Kleinräumige Verfaltung der Lech Formation. Östlich der Schafscharte am Spiehlerweg.

3 Tektonik

3.1 Geodynamischer Überblick

Die Sedimentation in den Nördlichen Kalkalpen beginnt im Perm unter kontinentalen Bedingungen (MANDL, 2000) auf einem prä-permischen Basement (EISBACHER & BRANDNER, 1996). Durch die Öffnung des Meliata Ozeans kommt es zum Zerbrechen des Großkontinents Pangäa und der ostalpine Ablagerungsraum befindet sich während der Trias am SE Rand des europäischen, passiven Kontinentalrands zum Meliata Ozean hin (EISBACHER & BRANDNER, 1996) (siehe Abbildung 34a).

Ab der Grenze Trias – Jura beginnt die Öffnung des Südpenninischen Ozeans (auch Piemont – Ligurischer Ozean genannt), die mit der Öffnung des zentralen Atlantiks in Verbindung steht und es kommt zur Abtrennung des Mikrokontinents Apulia von Europa (SCHMID et al., 2004) (siehe Abbildung 34b). Der ostalpine Ablagerungsraum befindet sich nun am nordwestlichen, passiven Kontinentalrand von Apulia (FROITZHEIM et al., 1996). Ab der Unterkreide wird nördlich des Piemont – Ligurischen Ozeans der Valais Ozean geöffnet, der den Briançonnais Mikrokontinent von Europa abtrennt (FRISCH, 1979; STAMPFLI, 1993 cit. nach SCHMID et al., 2004) (siehe Abbildung 34c). Der Valais Ozean entspricht dem Nordpenninischen Ozean, der Briançonnais Mikrokontinent dem Mittelpenninikum.

Der Meliata Ozean, dessen Subduktion im Mitteljura beginnt (GAWLICK, 1996; GAWLICK et al., 1999 cit. nach NEUBAUER et al., 2000), wird während der Unterkreide geschlossen (NEUBAUER et al., 2000) und es kommt zur eoalpinen Orogenese, die eine W- gerichtete Deckenstapelung in den Zentralalpen (FROITZHEIM et al., 1994), bzw. eine NW- (EISBACHER & BRANDNER, 1996) bis NNW- (ORTNER, 2003b) gerichtete Deckenstapelung in den Nördlichen Kalkalpen zur Folge hatte. Der Apulische Mikrokontinent ist während der Schließung des Meliata Ozeans in der Position der Unterplatte (ORTNER, 2003b) und ostalpine Basamenteinheiten werden zum Teil eklogitfaziell überprägt (FROITZHEIM et al., 1996, SCHMID et al. 2004). Welche Einheit bei der Kollision in der Position der Oberplatte war, ist strittig (ORTNER, 2003b). Nach SCHMID et al. (2004) wird diese Position möglicherweise vom Ötztal-Bundschuh und Drauzug-Gurktal Deckensystem eingenommen.

Ab der Oberkreide setzt die Subduktion des Südpenninischen Ozeans unter den Apulischen Kontinentalrand ein (FROITZHEIM et al., 1996). Nach einer oberkretazischen Extensionsphase, wird der Austroalpine Deckenstapel in Richtung N bis NNE über Penninische Einheiten überschoben (FROITZHEIM et al., 1996). Dabei werden im Paleozän und Eozän Einheiten des Briançonnais und des Valais Ozeans sukzessive an den Austroalpinen Orogenkeil akkregiert bis es schließlich im späten Mitteleozän zur Kollision zwischen apulischer- und europäischer Platte kommt (ORTNER, 2003b).

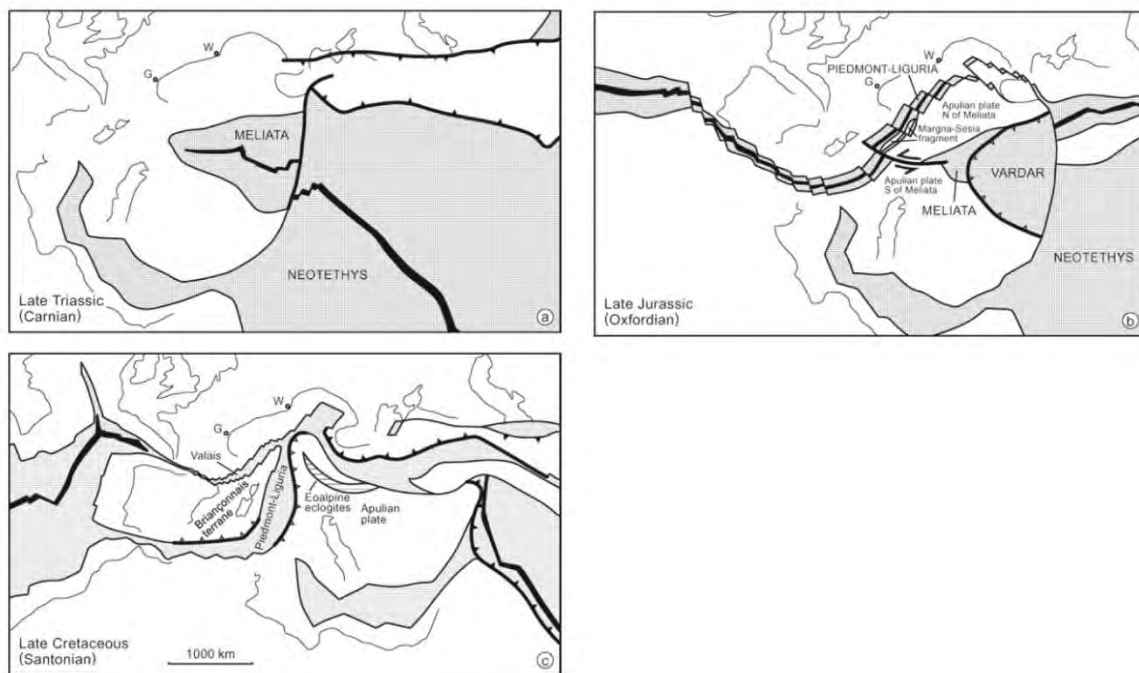


Abbildung 34: Paläogeographische Rekonstruktion für a) Obertrias, b) Oberjura, c) Oberkreide. G: Genf; W: Wien. aus SCHMID et al., 2004.

3.2 Deformationsphasen

3.2.1 Jurassische Extensionstektonik

Im Zuge der Öffnung des Piemont – Ligurischen Ozeans kommt es am NW- Rand der Austroalpinen Einheiten zur Bildung von listrischen Abschiebungen, die bis in die Mantel Lithosphäre reichen und dort in duktile Scherzonen übergehen (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). FROITZHEIM & MANATSCHAL (1996), beschreiben aus Austroalpinen- und oberen Penninischen Einheiten der Ostschweiz zwei Riftingphasen, eine

erste von Hettangium bis Sinemurium und eine zweite von Toarcium bis zum Mitteljura, die zur Exhumation des subkontinentalen Mantels führen. In den westlichen Nördlichen Kalkalpen bewirken diese Riftingphasen die Bildung von E-W streichenden, listrischen Abschiebungen, die durch *Tear faults* segmentiert werden und den Ablagerungsraum in Becken und Schwellen gliedern (ORTNER et al. 2008, ORTNER, 2010). Besonders an antithetischen, nordfallenden Abschiebungen und an *Tear faults* kommt es zur Schüttung von Megabrekzien, die Komponenten im 100 Meter Maßstab enthalten können (ORTNER et al. 2008, ORTNER, 2010, BISCHOF, 2010).

3.2.2 Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen

Die Entstehung der Alpen erfolgt während zwei Orogenesen: Die kretazische (eoalpine) Orogenese wird auf die Schließung des Meliata Ozeans zurückgeführt, während die tertiäre Orogenese infolge der Schließung des Penninischen Ozeans stattfindet. Zwischen den beiden Gebirgsbildungsphasen werden Teile des eoalpinen Deckenstapels durch eine Extensionsphase überprägt (FROITZHEIM et al., 1996, SCHMID et al. 2004).

FROITZHEIM et al. (1994) führten in den Ostalpinen Einheiten in Graubünden eine struktureologische Analyse durch, nach der sie fünf Deformationsphasen definieren:

3.2.2.1 Trupchun Phase

Der Zeitraum dieser Phase wird von FROITZHEIM et al. (1997) mit 100 – 80 Mio. Jahren angegeben. Sie entspricht der eoalpinen Orogenese, die auf die Schließung des Meliata Ozeans zurückgeführt wird (FROITZHEIM et al. 1994, 1996, SCHMID et al. 2004). Während FROITZHEIM et al. (1994) aus den Zentralalpen von Top-W-gerichteten Überschiebungen berichten, erfolgte die Deckenstapelung in den Nördlichen Kalkalpen zum größten Teil in Richtung NW (EISBACHER & BRANDNER, 1996) und NNW (ORTNER, 2003b). ORTNER (2003b) erklärt die unterschiedlichen Einengungsrichtungen mit Hilfe eines Systems von E-W-streichenden Störungen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen an denen *strain partitioning* erfolgte (siehe Abbildung 35).

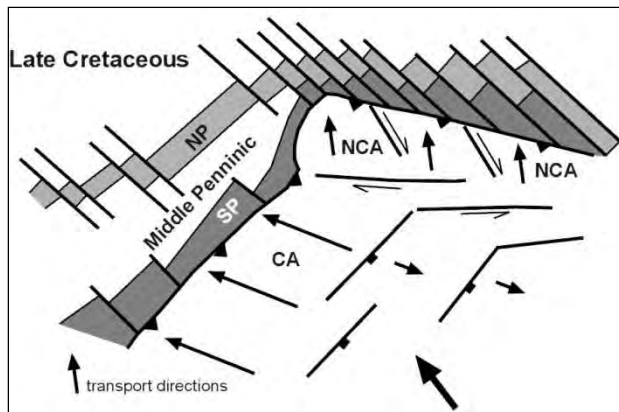


Abbildung 35: Palinspastisches Modell der Alpen in der Oberkreide nach SCHMID et al. (1997) aus ORTNER (2003b). In den Ostalpen kam es infolge von *strain partitioning* an E-W streichenden Störungen zu unterschiedlichen Überschiebungsrichtungen in den Zentralalpen (CA) und den Nördlichen Kalkalpen (NCA). NP = Nordpenninischer Ozean, SP = Südpenninischer Ozean.

Während dieser Phase wurde in den Nördlichen Kalkalpen ein NE-SW streichender Großfaltenbau angelegt (ORTNER, 2003b).

3.2.2.2 Ducan-Ela Phase

Während der Ducan-Ela Phase kommt es zwischen 80- und 67 Mio. Jahren zu E- bis SE-gerichteter Extension (FROITZHEIM et al., 1994). Als Gründe für diese Extension werden gravitativer Kollaps nach der vorangegangenen Deckenstapelung der Trupchun Phase (ORTNER, 2003b) und *subduction rollback* im Zuge der Subduktion des Südpenninischen Ozeans (FROITZHEIM et al., 1997) diskutiert. In den Nördlichen Kalkalpen ist diese Extensionsphase nicht vorhanden (ORTNER, 2003b). Die Muttekopfgosau der Inntaldecke und die Branderfleckschichten der nördlichen Lechtaldecke wurden in diesem Zeitraum während der Faltung abgelagert (ORTNER, 2001, pers. Mitt.).

3.2.2.3 Blaisun Phase

Nach der oberkretazischen, extensionalen Ducan-Ela Phase, kommt es in einem Zeitraum von 50- bis 35 Mio. Jahren zu NNE – SSW gerichteter Einengung, die eine Überschiebung des

Austroalpinen Orogenkeils auf Mittel- und Nordpenninische Einheiten bewirkt (FROITZHEIM et al., 1994). Ab 40 Mio. Jahren ist der Nordpenninische Ozean vollständig subduziert und es kommt zur Kollision zwischen Apulia und Europa (FRISCH, 1979 cit. nach FROITZHEIM et al., 1994). In den Nördlichen Kalkalpen werden bestehende Falten weiter eingeeignet (ORTNER, 2003b). Der Austroalpine Orogenkeil wird während dieser Phase nur gering intern deformiert (ORTNER, 2003b).

3.2.2.4 Turba Phase

Die Turba Phase findet nach FROITZHEIM et al. (1997) in einem Zeitraum von 35- bis 30 Mio. Jahren statt. Es handelt sich um eine E – W gerichtete Extension bei gleichzeitiger N – S Verkürzung, die im internen Austroalpin jedoch nur geringe Auswirkungen hat. Die Deformation wird an der Grenze zwischen Austroalpin und Penninikum an der Turba Mylonit Zone konzentriert (FROITZHEIM et al., 1997).

3.2.2.5 Domleschg Phase

Während der Domleschg Phase findet an der Oligozän – Miozän Grenze NW – SE gerichtete Einengung statt (FROITZHEIM et al., 1994). Es handelt sich um geringe Verkürzungen, die in den Nördlichen Kalkalpen eine Überprägung bereits bestehender Strukturen bewirkt.

3.3 Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen erstrecken sich von der Ostschweiz im Westen bis Wien im Osten (siehe Abbildung 36). Sie bestehen aus einer Abfolge von permo-mesozoischen Sedimenten, die während der eoalpinen Orogenese im frontalen Bereich *thin-skinned* gestapelt wurden und nehmen innerhalb des Austroalpinen Deckenstapels die höchste tektonische Position ein. Teile des Deckenstapels stehen in sedimentären Kontakt mit ihrem kristallinen Untergrund (STINGL, 1984), der bereits im Paläozoikum metamorph überprägt wurde und durch *thick-*

skinned Tektonik geprägt ist. Die Nördlichen Kalkalpen wurden von keiner signifikanten Metamorphose überprägt (ORTNER, 2003b).

AMPFERER (1912), HAHN (1912) und TOLLMANN (1976b), teilen die Nördlichen Kalkalpen in folgende Deckensysteme ein, die Aufzählung erfolgt von liegenden- zu hangenden Einheiten:

- Bajuvarikum (Cenomanrandschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke)
- Tirolikum (Inntaldecke, Krabachjochdecke)
- Juvavikum

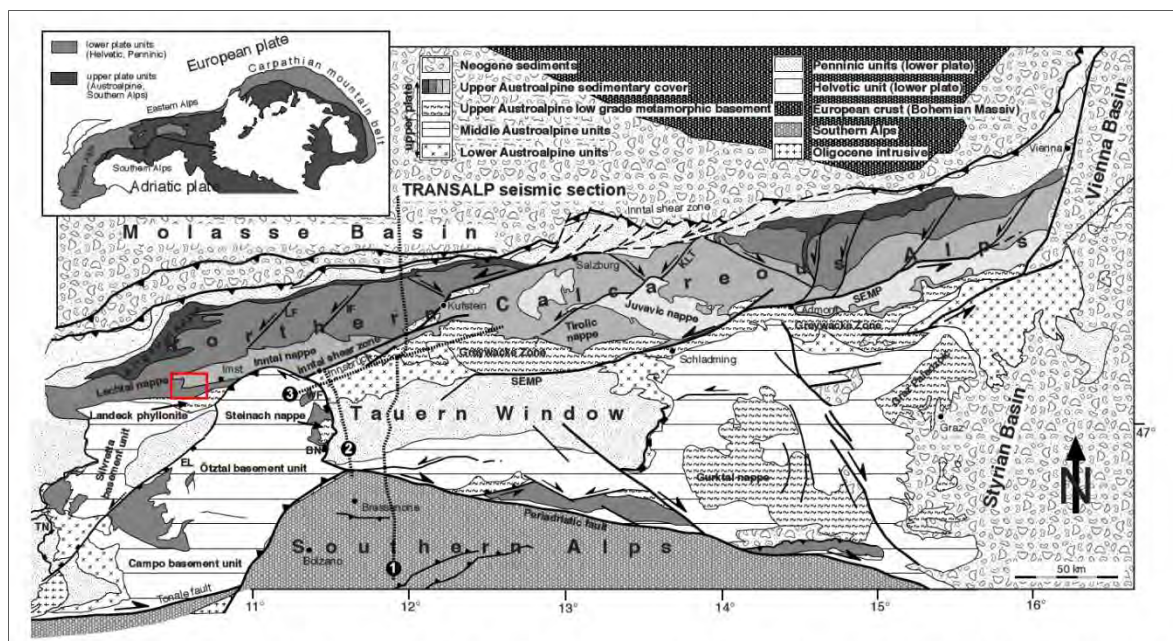


Abbildung 36: Geologische Überblickskarte der Ostalpen aus ORTNER (2003b). Das Arbeitsgebiet befindet sich in den westlichen Nördlichen Kalkalpen und ist rot markiert.

Mithilfe von synorogenen Sedimenten ist es möglich, den Zeitraum der Überschiebungstätigkeit der verschiedenen Deckensysteme anzugeben. Die Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke erfolgte im Aptium und Albium, vermutlich war jedoch schon früher eine Überschiebung an der Basis der Allgäudecke aktiv (ORTNER, 2003a). Danach kommt es zur Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke, die von dextralen, NW- streichenden Seitenverschiebungen begleitet wird (EISBACHER & BRANDNER, 1996). Diese Seitenverschiebungen sind in den gesamten nördlichen Kalkalpen zu finden. Insgesamt propagieren die Überschiebungen in den westlichen Nördlichen Kalkalpen von

externen- zu internen Bereichen des Überschiebungsgürtels und von unten nach oben (ORTNER, 2003a).

In der sedimentären Abfolge der Nördlichen Kalkalpen gibt es verschiedene potentielle Abscherhorizonte. Das Haselgebirge, den alpinen Buntsandstein und die Reichenhall Formation an der Basis, die Nordalpinen Raibler Schichten zwischen den kompetenten Gesteinen des Wettersteinkalks im Liegenden und des Hauptdolomits im Hangenden und am Top des Hauptdolomits die Kössen Formation. Jurassische und kretazische Sedimente bilden weitere potentielle Abscherhorizonte (EISBACHER et al., 1990).

Da die Lechtaldecke im Westteil der Nördlichen Kalkalpen die flächenmäßig größte Ausdehnung aufweist, beschreibt Tollmann (1976b), sie als Stammdecke. Cenomanrandschuppe und Allgäudecke bilden in diesem Modell frontale, nördliche Schuppen der Lechtaldecke, während die Inntaldecke, eine hintere, südliche Schuppe darstellt (siehe Abbildung 38). Lokal sind auf der Inntaldecke Reste einer höheren tektonischen Einheit, der Krabachjochdecke erhalten, die von SOMMER (2010) als südlicher Teil der Inntaldecke interpretiert werden. Die Decken werden dabei von jeweils einer einzelnen Überschiebungsfläche getrennt und sind lateral nicht verbunden.

Diese klassische Einteilung der Nördlichen Kalkalpen in die beschriebenen Deckeneinheiten ist allerdings in einigen Gebieten problematisch und nicht mit Geländebeobachtungen konsistent (z.B. im Bereich Sonnjoch/Gamsjoch im Karwendel und der Zugspitze im Wettersteingebirge (MILLER, 1963, ORTNER, pers. Mitt., 2011). MAY & EISBACHER (1999), kamen im Zuge ihrer Kartierung zum Ergebnis, dass sich die Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke im Gebiet nördlich von Lech aus dem Kern einer Antiklinale entwickelt und der Versatz der Überschiebung nach NE zunimmt. Nach Westen hin sind die beiden Einheiten verbunden. Der mögliche Zusammenhang der beiden Decken wird bereits von SPENGLER (1953) erwähnt.

Inkohlungsdaten von PETSCHICK (1989), zeigen in einigen Bereichen der westlichen Nördlichen Kalkalpen keinen signifikanten Unterschied in der Inkohlung zwischen liegender- und hangender Einheit, wie das bei großen Überschiebungsbeträgen zu erwarten wäre (siehe Abbildung 37).

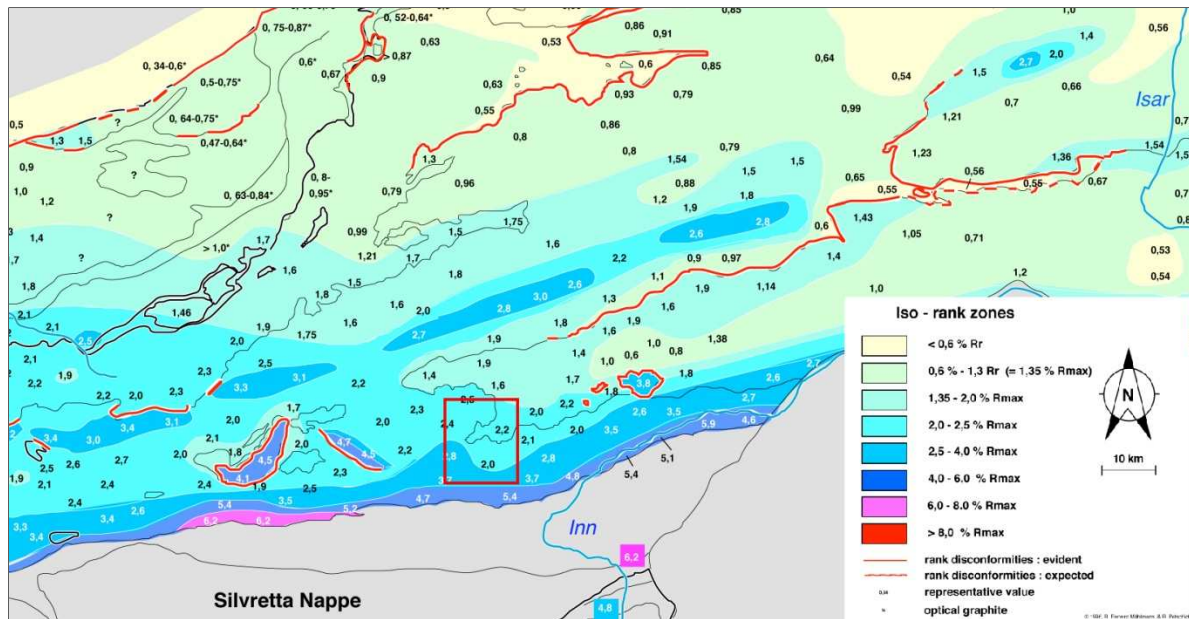


Abbildung 37: Karte mit der Verteilung der Vitrinit-Reflexion in den westlichen Nördlichen Kalkalpen aus FERREIRO MÄHLMANN & PETSCHICK (1996). Im Arbeitsgebiet (rot markiert) ist kein signifikanter Unterschied der Wärmegegeschichte zwischen liegender und hangender Einheit zu erkennen, erst weiter östlich erfolgt an der Überschiebungsbahn ein sprunghafter Anstieg der Inkohlungswerte in der tektonisch höheren Einheit.

3.4 Strukturgeologische Übersicht

Das Arbeitsgebiet befindet sich am Westende der Inntaldecke (siehe Abbildung 38). Beide Überschiebungseinheiten, die Lechtaldecke und die Inntaldecke, sind von einem großdimensionalen, WSW – ENE streichenden Faltenbau geprägt, der durch NW – SE streichende, dextrale Seitenverschiebungen segmentiert wird (siehe Abbildung 39).

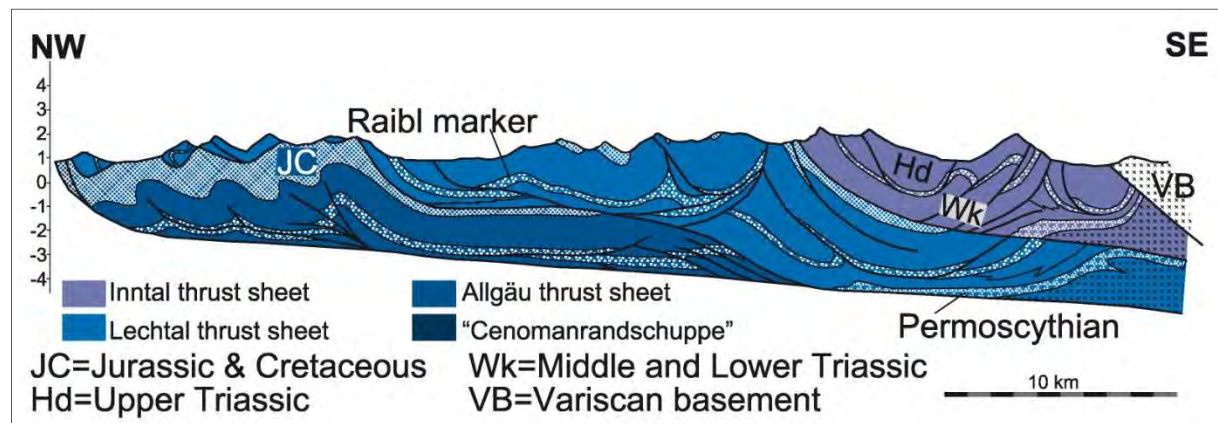
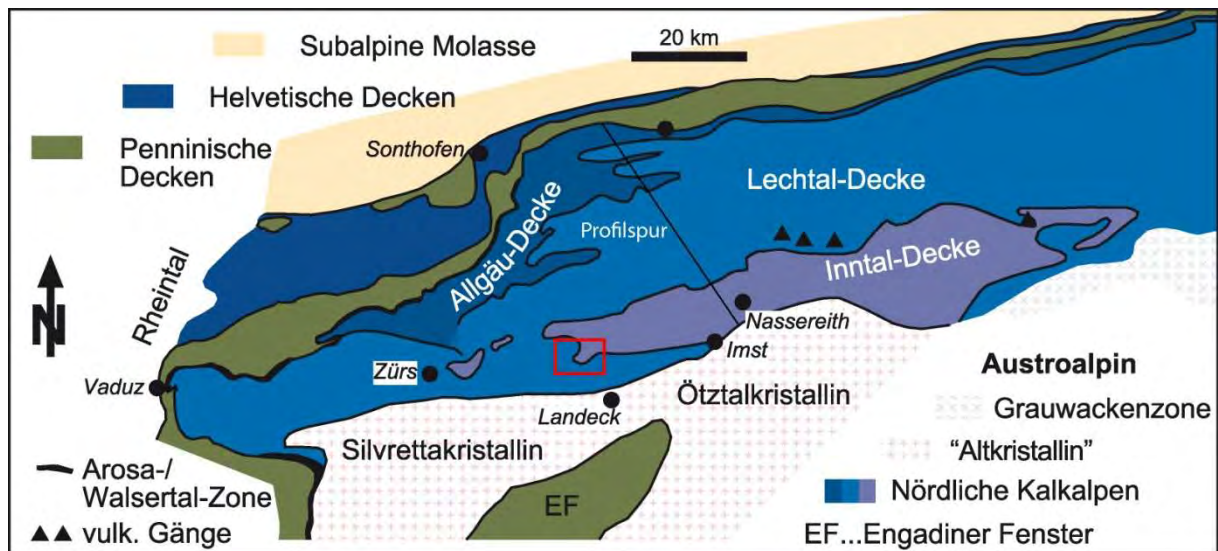


Abbildung 38: Karte und Profil der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im Profil ist die NW- gerichtete Stapelung von Überschiebungseinheiten zu erkennen. (EISBACHER et al., 1990)

Die Einteilung der westlichen Nördlichen Kalkalpen in die beschriebenen Deckeneinheiten ist, wie bereits im vorigen Kapitel angesprochen wurde, in einigen Gebieten problematisch. Besonders die Abgrenzung der Inntaldecke von der Lechtaldecke ist im bearbeiteten Gebiet seit langem umstritten.

TOLLMANN (1976b) beschreibt eine durchgreifende Überschiebung zwischen beiden Deckeneinheiten. Der in manchen Bereichen ungewöhnliche Verlauf der Deckengrenze wird mit nachträglicher, gemeinsamer Verfallung der beiden tektonischen Einheiten, bzw. einer Überprägung durch jüngere Störungen erklärt.

SARNTHEIN (1962) widerspricht dem Modell einer durchgreifenden Überschiebung zwischen Lechtal- und Inntaldecke und beschreibt einen komplexen Falten- und

Überschiebungsbau, der im Zuge von N – S- und nachfolgender E – W Einengung entstand. An einigen Stellen wird dabei ein stratigraphischer Zusammenhang zwischen Lechtal- und Inntaldecke hergestellt. Er betont die Bedeutung einer jüngeren E – W Einengung, die zu einer dachziegelartigen Stapelung von älteren Gesteinen auf Jüngere führte, die jedoch nur geringe Überschiebungsweiten aufweist.

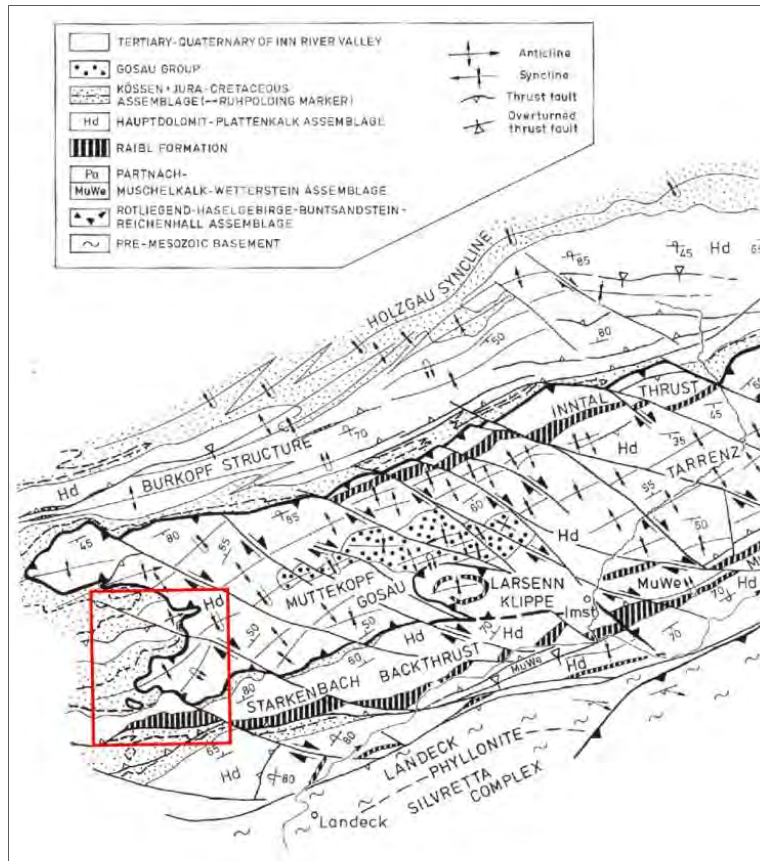


Abbildung 39: Ausschnitt der Tektonischen Übersichtskarte der westlichen Nördlichen Kalkalpen aus EISBACHER & BRANDNER (1996).

4 Beschreibung der regionalen Strukturen

Im folgenden Abschnitt werden die im Arbeitsgebiet vorkommenden Strukturen beschrieben.

- Saxerspitz – Antiklinale
- Strukturen im Hangenden der Saxerspitz – Antiklinale
- Strukturen im Hangenden der Alblit – Überschiebung
- Freispitz – Synklinale
- Gießmutter – Seeköpfe Störung und Starckenbachlinie






























	Lech Fm.			Überschiebung 1. Ordnung
	Ammergau Fm.	[Amm]		Überschiebung 1. Ordnung, vermutet
	Ruhpoldinger Radiolarit	[Rad]		Störung
	Jüngere Allgäu Schichten	[JAS]		Störung, vermutet
	Mittlere Allgäu Schichten	[MAS]		dextrale Seitenverschiebung
	Ältere Allgäu Schichten	[ÄAS]		sinistrale Seitenverschiebung
	Allgäu Fm. ungegliedert	[All. ung.]		Schichtung
	Adnet Fm.			sedimentär oben
	Oberhätalk	[ORK]		projizierte Einfallswerte
	Kössen Fm.	[Kö]		Achsenebene
	Oberer Hauptdolomit	[oHd]		Antiklinale
	Bituminöser Hauptdolomit	[bitum]		Synklinale
	Mittlerer Hauptdolomit	[mHd]		synformale Antiklinale
	Unterer Hauptdolomit	[uHd]		antiformale Synklinale
	Nordalpine Raibl Gruppe	[NRG]		

Abbildung 40: Legende zu den Ansichtsskizzen in diesem Kapitel

4.1 Saxerspitz - Antiklinale

Als nördlichstes Strukturelement tritt im bearbeiteten Gebiet die Saxerspitz – Antiklinale auf. Das Umbiegen der Schichtung von südfallender- zu nordfallender Lagerung kann im Graben

zwischen Torspitze und Streichgampenjoch beobachtet werden. Der Nordschenkel der Antiklinale ist südlich der Torspitze bis zum Oberrhätalkalk erhalten, in Richtung SW kommt es außerhalb des Arbeitsgebietes zum Durchreißen der Antiklinale und zur Überschiebung von Hauptdolomit auf Lech Formation (GBA, Geologische Karte: Blatt Landeck, 2004). Mithilfe von Gefügedaten aus dem Bereich des oberen Röttals und des Bereichs nördlich der Oberlahmsspitze wurde die Raumlage der Faltenachse mit 065/07, sowie der Achsenebene mit 335/89 bestimmt (siehe Abbildung 41).

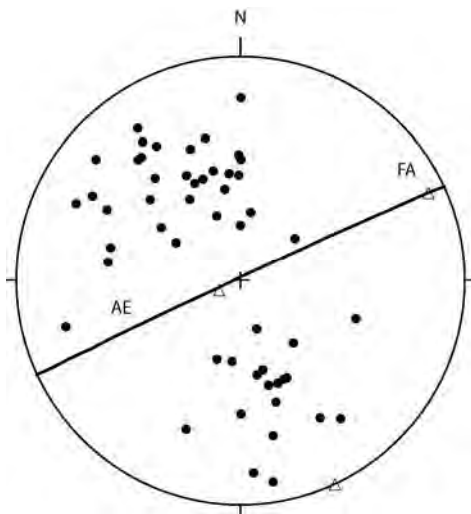


Abbildung 41: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich des oberen Röttals und dem Bereich nördlich der Oberlahmsspitze. Die Faltenachse wurde mit 065/07 ermittelt, die Achsenebene mit 335/89.

4.2 Strukturen im Hangenden der Saxerspitz – Antiklinale

In Abbildung 42 ist eine Panorama Ansicht des Gebiets zwischen Torspitze und Landschaftsspitze abgebildet, die die Strukturen im Hangenden der Saxerspitz – Antiklinale zeigt.

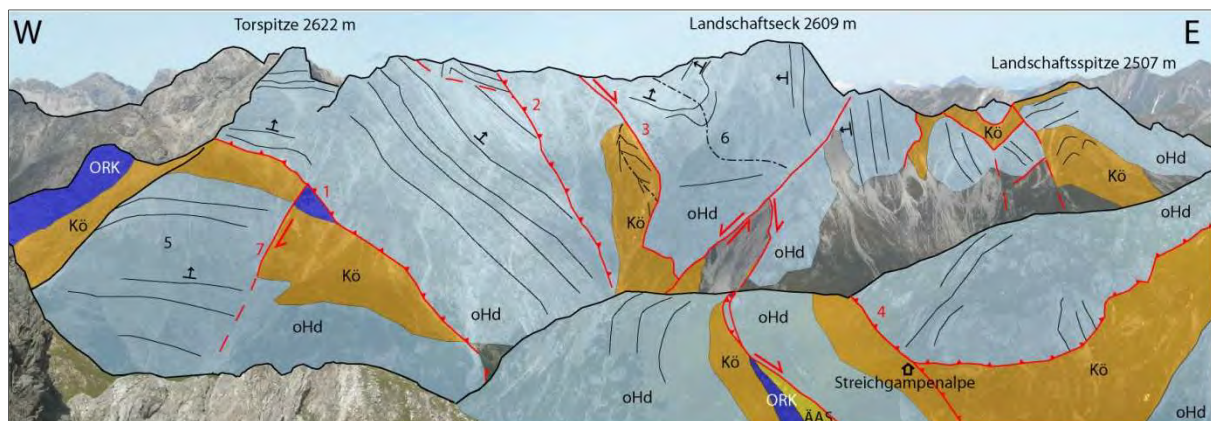


Abbildung 42: Ansichtsprofil des Bereichs zwischen Torspitze und Landschaftsspitze. Im nördlichen Bildbereich, unterhalb der Torspitze befindet sich der Nordschenkel der Saxerspitz – Antiklinale (5). Er wird von der Torspitz – Abschiebung (7) durchschnitten, die ihrerseits von der Torspitz – Überschiebung (1) trunkiert wird. Am Grat zwischen Torspitze und Landschaftseck folgt die Landschaftseck – Überschiebung (2), die nördlich des Streichgampenjochs von der Landschaftseck – Abschiebung (3) abgeschnitten wird. Im Gipfelbereich des Landschaftsecks ist die Landschaftseck – Synklinale (6) zu erkennen, die nach unten hin von einer sinistralen Seitenverschiebung versetzt wird. 1 = Torspitz – Überschiebung, 2 = Landschaftseck – Überschiebung, 3 = Landschaftseck – Abschiebung, 4 = Alblit – Überschiebung, 5 = Nordschenkel der Saxerspitz – Antiklinale, 6 = Landschaftseck – Synklinale, 7 = Torspitz - Abschiebung.

Unterhalb der Torspitze ist der Nordschenkel der Saxerspitz – Antiklinale zu erkennen. Er wird von der Torspitz – Abschiebung durchschnitten, die den südlichen Teil relativ zum nördlichen um ca. 600 Meter abschiebt, wie sich aus der Konstruktion von Profil 2 ergibt. Die Abschiebung wird von einer Überschiebung abgeschnitten, die Oberen Hauptdolomit auf Kössen Formation, bzw. Oberrhätalk überschiebt und als Torspitz – Überschiebung bezeichnet wird. In der Südflanke der Torspitze kann die Torspitz – Überschiebung aufgrund des lithologischen Kontrasts zwischen Kössen Formation und Hauptdolomit gut verfolgt werden. Auf einer Höhe von 2100 Metern keilt die Kössen Formation jedoch nach unten aus,

sodass Oberer Hauptdolomit sowohl im Liegenden der Überschiebung, als auch im Hangenden auftritt und sich die Überschiebung im Gelände nicht mehr eindeutig verfolgen lässt.

Der weitere Verlauf wurde aufgrund der Orientierung der Überschiebungsfläche (074/50) auf der Karte (siehe tektonische Karte) konstruiert. Auch die Auswertung von Laserscannaufnahmen liefert Hinweise auf diesen Störungsverlauf. Dieser Verlauf weicht von der Ansicht TOLLMANN's (1971) ab, der die Überschiebung über die Alblithütte und das Streichgampenjoch mit der Überschiebung von Hauptdolomit auf Allgäu Formation, die im Bereich der Oberlahmsspitze auftritt, (siehe Abbildung 51) verbindet. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse im Westen der Alblithütte ist die Fortsetzung der Torspitz – Überschiebung in diesem Bereich nicht zweifelsfrei festzulegen. Die Konstruktion der Profile erfolgte nach dem ersten beschriebenen Störungsverlauf.

In der Wand, zwischen Torspitze und Landschaftseck, ist eine weitere Überschiebung, die Landschaftseck – Überschiebung zu erkennen, die zur Stapelung der Landschaftseck – Schuppe auf die Torspitzschuppe führt. Sie stellt die Fortsetzung der Überschiebungsfläche dar, die im Bereich der Streichgampenalpe und südlich davon Oberen Hauptdolomit auf Allgäu Formation überschiebt. Während die Überschiebungsfläche in der Wand zwischen Torspitze und Landschaftseck steiler als die Schichtung einfällt, verläuft sie im Bereich des Streichgampenjochs und südlich davon flacher als die Schichtung (siehe auch Tektonische Karte). Ca. 100 Meter westlich des Streichgampenjochs wird die Landschaftseck – Überschiebung von einer Abschiebung (Landschaftseck – Abschiebung) abgeschnitten, die einen Versatz von ca. 470 Meter aufweist. Unterhalb des Landschaftsecks durchschneidet eine sinistrale Seitenverschiebung das Gebiet und sorgt für einen Versatz von ca. 150 Metern.

Im Gipfelbereich des Landschaftsecks tritt die Landschaftseck - Synklinale auf, die ein *Facing* nach oben aufweist.

An der Landschaftsspitze tritt eine untergeordnete Struktur der Landschaftseck – Schuppe auf. Es handelt sich dabei um eine Antiklinale mit Oberen Hauptdolomit im Kern, die von steilstehenden, N-S streichenden Störungen segmentiert wird. Der Nordschenkel an der Landschaftsspitze und der Südschenkel am Alblitjoch bestehen aus Kössen Formation. Abbildung 43 zeigt die Orientierung der Antiklinale an der Landschaftsspitze. Die Faltenachse wurde mit 044/39 ermittelt, die Achsenebene mit 118/80.

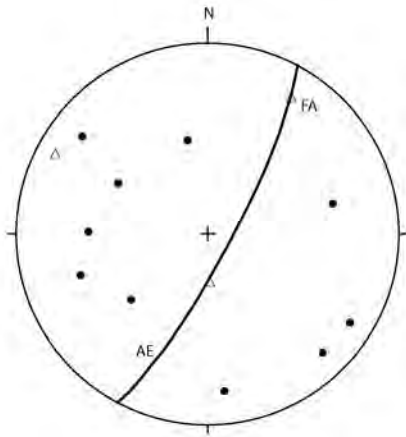


Abbildung 43: Darstellung der Gefügedaten aus dem Bereich der Landschaftsspitze. Die Faltenachse wurde mit 044/39 ermittelt, die Achsenebene mit 118/80.

Die Kössen Formation der Landschaftsleck – Schuppe wird im Bereich zwischen Alblitjoch und Streichgampenalpe entlang der Alblit – Überschiebung von Oberem Hauptdolomit, bzw. südöstlich der Streichgampenalpe von Kössen Formation überschoben, die Bestandteil einer neuen Struktur sind. Im Hauptdolomit treten kleinräumige *Chevronfalten* auf. Abbildung 44 zeigt die Orientierung einer solchen Falte, die am Grat zwischen Alblitjoch und Kleiner Leiterspitze aufgenommen wurde.

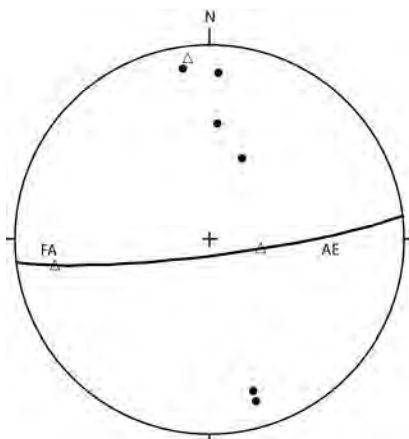


Abbildung 44: Darstellung von Gefügedaten am Grat südlich des Alblitjochs. Die Faltenachse wurde mit 261/20 bestimmt, die Achsenebene mit 173/83.

Im Bereich der Streichgampenalpe ist zu erkennen, dass die Alblit – Überschiebung die südlich folgenden Strukturen abschneidet.

4.3 Strukturen im Hangenden der Alblit – Überschiebung

Im Hangenden der Alblit – Überschiebung treten mehrere Falten- und Überschiebungsstrukturen auf, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden. Abbildung 45 gibt einen Überblick der Strukturen, die im Bereich der Leiterspitze und des Medriolkopfs zu finden sind.

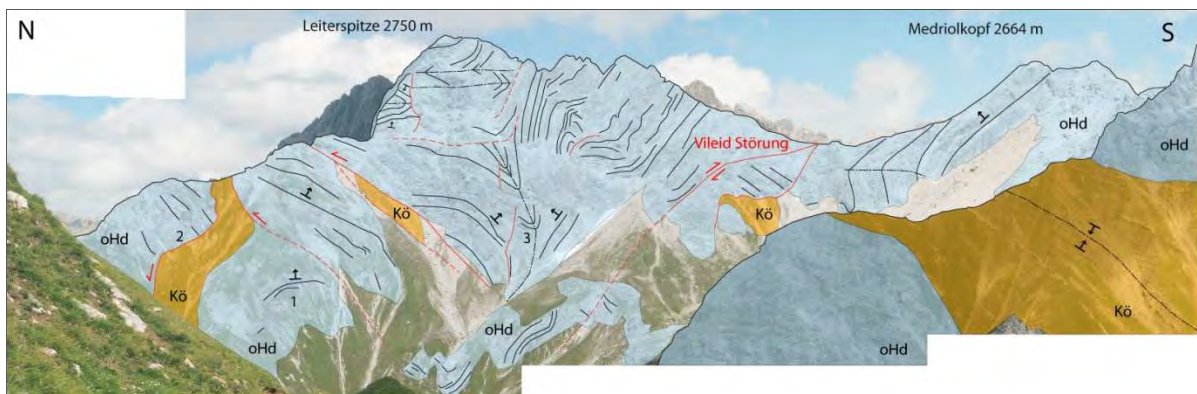
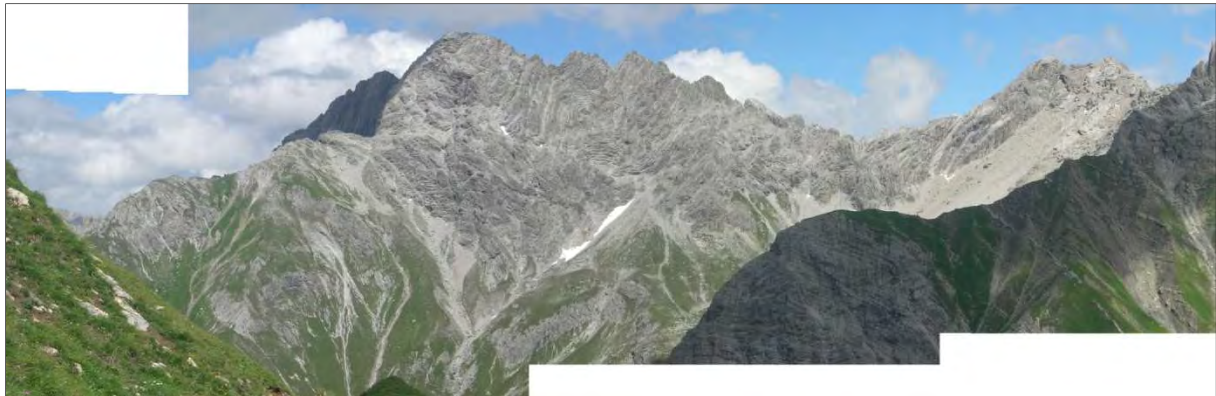


Abbildung 45: Ansichtsprofil von Leiterspitze und Medriolkopf. An der Basis der Leiterspitzwestflanke ist das Scharnier der Mutterkopfsynklinale (3) zu erkennen, das nach oben hin von einer Störung begrenzt wird. Im Gipfelbereich treten im hangenden dieser Störung kleinräumige Falten mit subhorizontalen Achsenebenen auf. Die Struktur nördlich der Leiterspitze besteht aus einer Antiklinale, deren Südschenkel auf den Nordschenkel aufgeschoben wurde. Im Hangenden der Antiklinale tritt eine weitere Überschiebung auf, die am linken Bildrand zu erkennen ist (2). Im Bereich des Leiterjochs ist die dextrale Vileid – Störung zu erkennen, die die Oberlahmsjöchl – Synklinale abschneidet.

Nördlich der Leiterspitze befindet sich eine Antiklinale mit Oberen Hauptdolomit im Kern. Der nördlichste Streifen von Kössen Formation ist Bestandteil des Nordschenkels der

Faltenstruktur. Im Hauptdolomit südlich davon ist das Faltenscharnier zu erkennen, das mit „1“ gekennzeichnet ist. Die Schichtung wird nach Süden hin von einer steil südfallenden Überschiebung abgeschnitten, an der der Südschenkel der Antiklinale auf den Nordschenkel geschoben wurde. Innerhalb des Südschenkels wird die Kössen Formation von einer Störung gegen den Hauptdolomit begrenzt. Abbildung 46 zeigt die Orientierung der Antiklinale anhand eines Strukturplots. Die Faltenachse wurde mit 231/27 bestimmt, die Achsenebene mit 157/67.

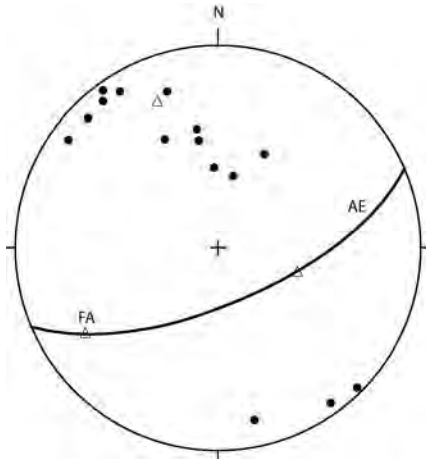


Abbildung 46: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich westlich der Leiterspitze. Die Faltenachse wurde mit 231/27 bestimmt, die Achsenebene mit 157/67.

Die Kössen Formation der beschriebenen Antiklinale wird gegen das Hangende von einer Überschiebungsfläche begrenzt, an der Oberer Hauptdolomit auf Kössen Formation überschoben wird. Im nördlichen Bildbereich ist zu erkennen, wie die Schichtung im Hauptdolomit ungefähr im rechten Winkel auf die Überschiebungsfläche trifft (Bereich „2“). Im Süden wird die Antiklinale ebenfalls von einer Störung begrenzt. An ihr werden die Faltenstrukturen der Leiterspitze aufgeschoben.

In der Westwand der Leiterspitze treten Falten verschiedener Größenordnung auf. Die untere Wandhälfte wird von der Muttekopf – Synklinale aufgebaut, deren Scharnier gut zu erkennen ist (mit „3“ markiert). Die Muttekopf – Synklinale wird im Joch zwischen Großer- und Kleiner Leiterspitze von einer sinistralen Seitenverschiebung um ca. 500 Meter versetzt (siehe Tektonische Karte). Abbildung 47 zeigt einen Strukturplot von Messwerten, die im Bereich westlich der Leiterspitze aufgenommen wurden.

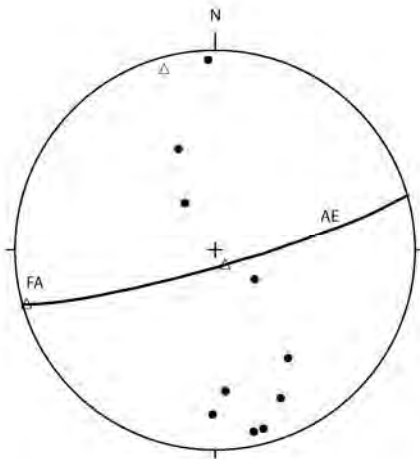


Abbildung 47: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich südwestlich der Leiterspitze. Die Faltenachse wurde mit 257/03 ermittelt, die Achsenebene mit 164/83.

Die Orientierung der Faltenachse (257/03) und der Achsenebene (164/83) ist ähnlich zur Orientierung der Saxerspitze – Antiklinale. Bei beiden Falten handelt es sich um Faltenstrukturen im 1000 Meter Maßstab.

Der Gipfelbereich der Leiterspitze ist im Gegensatz zur unteren Wandhälfte von kleinräumigen Falten mit subhorizontalen Achsenebenen geprägt, die durch eine Störung von der großräumigen Faltenstruktur getrennt werden. Diese kleinräumigen Falten stellen vermutlich die Fortsetzung der Falten südlich des Alblitjochs dar.

Im Leiterjöchel und nordwestlich davon durchschneidet die dextrale Vileid – Störung das Gebiet. Sie lässt sich bis in den Bereich des Wandfußes der Leiterspitze Westwand verfolgen, wo der Versatz gegen null geht und die Störung nicht mehr weiter verfolgt werden kann. Westlich des Leiterjöchls begrenzt ein Zweig der Vileid - Störung die Oberlahmsjöchel – Synklinale, die Kössen Formation im Kern enthält, Richtung E.

Die Oberlahmsjöchel – Synklinale, sowie der Nordschenkel, der südlich anschließenden Medriol – Antiklinale werden in Abbildung 48 dargestellt.

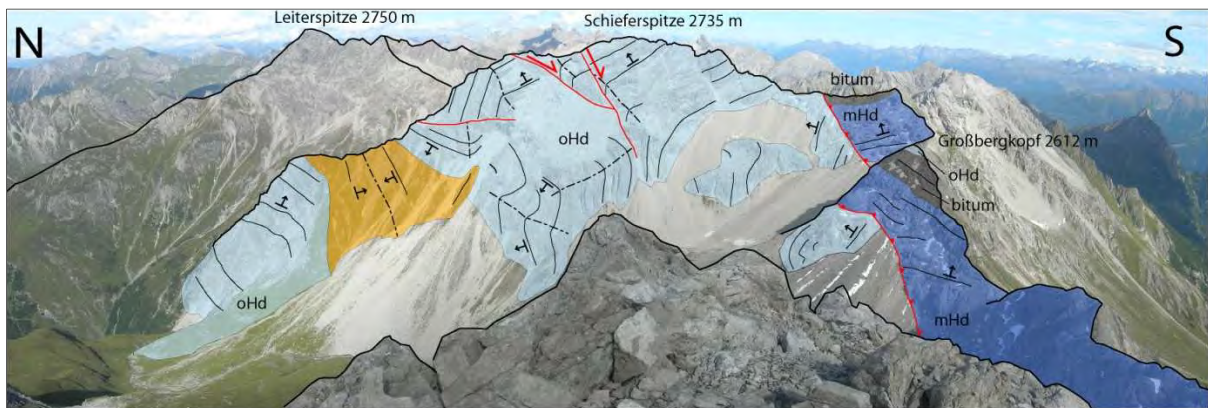
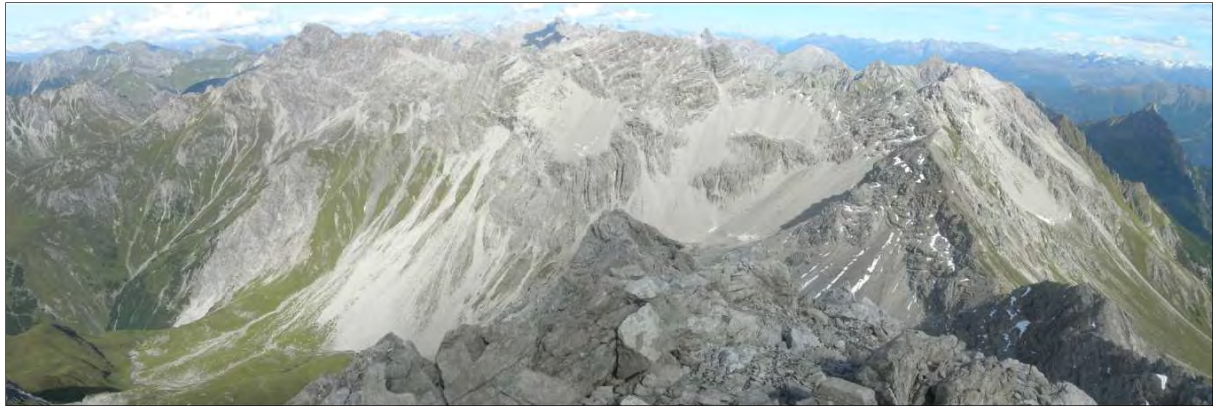


Abbildung 48: Ansichtsprofil der Schieferspitze. Im Bereich nördlich der Schieferspitze ist das Umbiegen des Nordschenkels der Medriol – Antiklinale in eine überkippte Lagerung zu erkennen. Innerhalb dieses Faltenschenkels treten untergeordnete Falten mit einem *Facing* nach unten auf. Nach Norden folgt die Oberlahmsjöchl – Synklinale mit Kössen Formation im Kern. Nach Süden hin wird der Obere Hauptdolomit von der Medriol – Aufschiebung gegen den Mittleren Hauptdolomit begrenzt.

Im nördlichen Bildbereich ist aufrecht gelagerter, Oberer Hauptdolomit aufgeschlossen, der den Nordschenkel der Oberlahmsjöchl – Synklinale bildet. Nach Süden hin folgt im Kern der Synklinale Kössen Formation. Der Südschenkel der Synklinale liegt in überkippter Lagerung vor. Die räumliche Lage der Synklinale wird in Abbildung 49 anhand eines Strukturplots gezeigt. Die Messwerte wurden im Bereich nördlich der Schieferspitze aufgenommen.

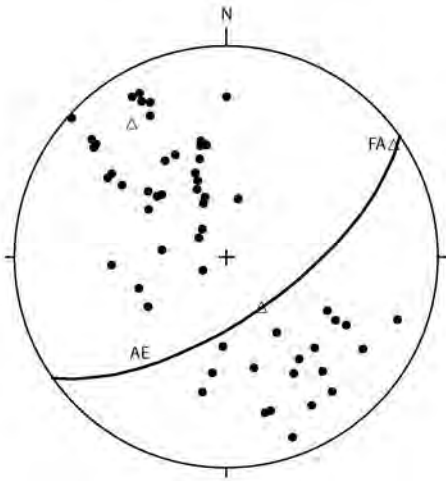


Abbildung 49: Darstellung der Gefügedaten aus dem Gebiet nördlich der Schieferspitze. Die Faltenachse wurde mit 056/05 bestimmt, die Achsenebene mit 145/66.

Südlich der Oberlahmsjöchl – Synklinale schließt die Medriol – Antiklinale an. Im Bereich der Schieferspitze und nördlich davon kann das Umbiegen der Schichtung von flach nordfallender- zu steil nordfallender-, bzw. nach Süden überkippter Lagerung beobachtet werden. Die Faltenstruktur wird von Störungen durchschnitten, wie am Versatz der Achsenebenen zu erkennen ist. Innerhalb des Nordschenkels der Medriol – Antiklinale treten kleinräumige Falten auf, die ein *Facing* nach unten aufweisen und deshalb keine Parasitärfa­lten zur Medriol – Antiklinale sein können (siehe auch Abbildung 50).

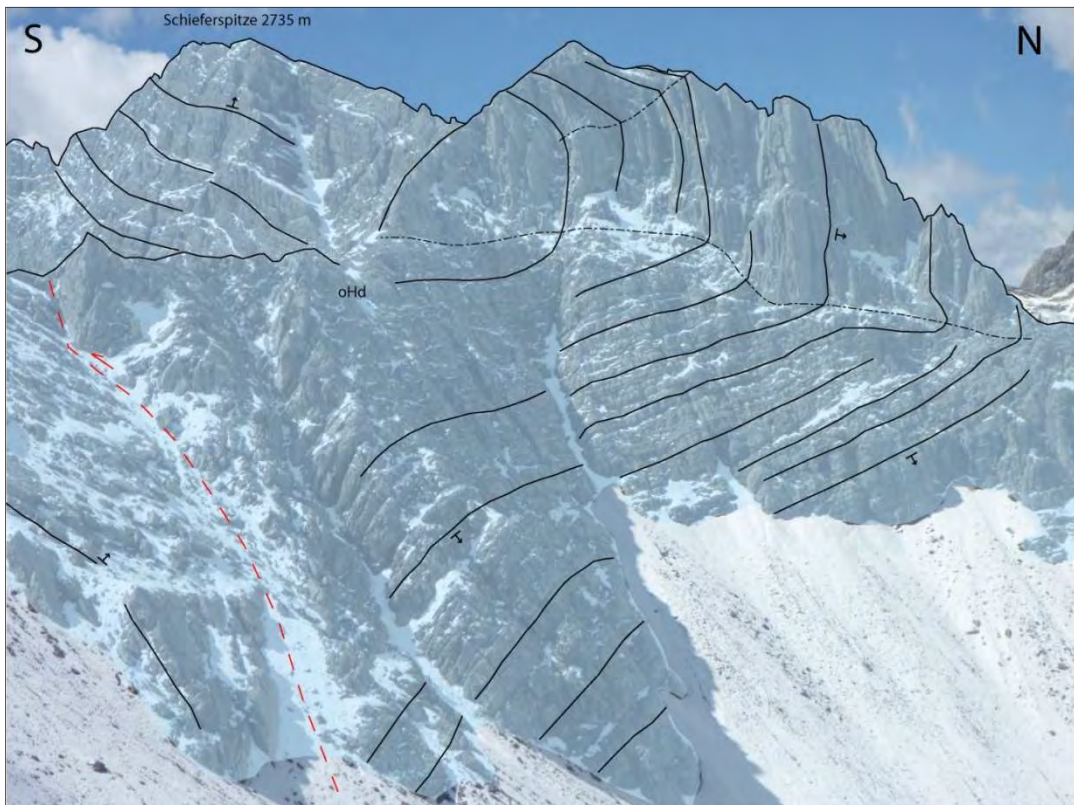


Abbildung 50: Detailaufnahme der Falten nördlich der Schieferspitz. Zu erkennen ist eine synformale Antiklinale als untergeordnete Faltenstruktur innerhalb des Nordschenkels der Medriol – Antiklinale. Foto © Markus Postl

Nach Süden hin wird die Medriol – Antiklinale von der Medriol – Aufschichtung begrenzt. Sie schiebt den südlichen Bereich relativ zum nördlichen auf und bringt Oberen Hauptdolomit in Kontakt mit Mittlerem- bzw. Bituminösen Hauptdolomit. Als Versatz werden ca. 1300 Meter angenommen. Die Medriol – Aufschichtung kann Richtung Westen bis zur Kleinbergspitze verfolgt werden, wo sie von der Kleinberg – Abschiebung abgeschnitten wird.

Abbildung 51 zeigt die Fortsetzung der zuvor beschriebenen Strukturen Richtung Westen.

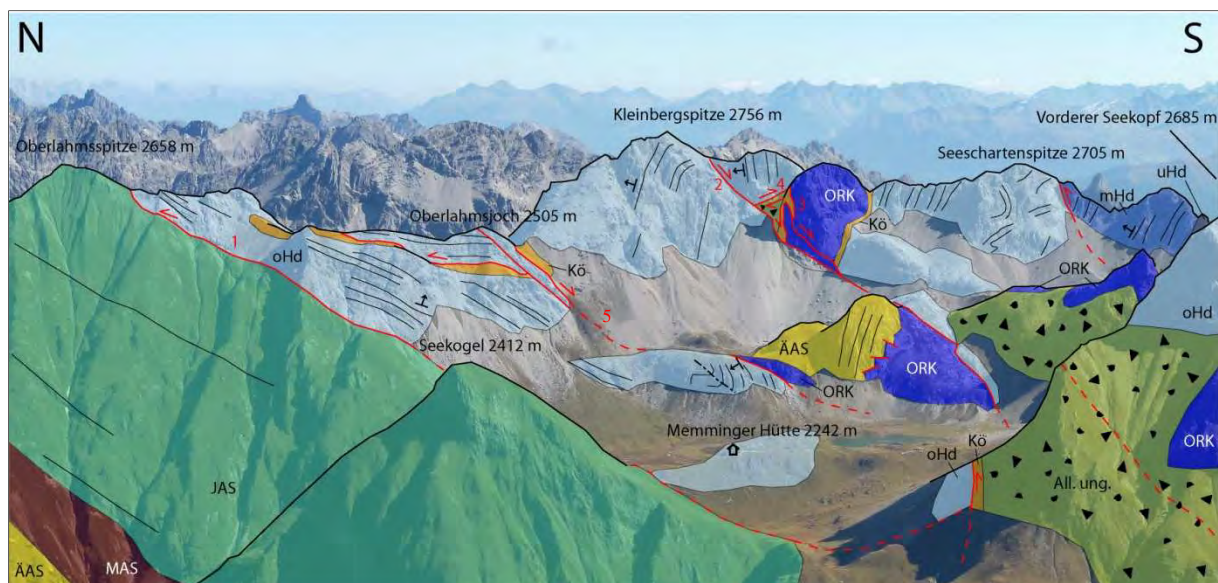
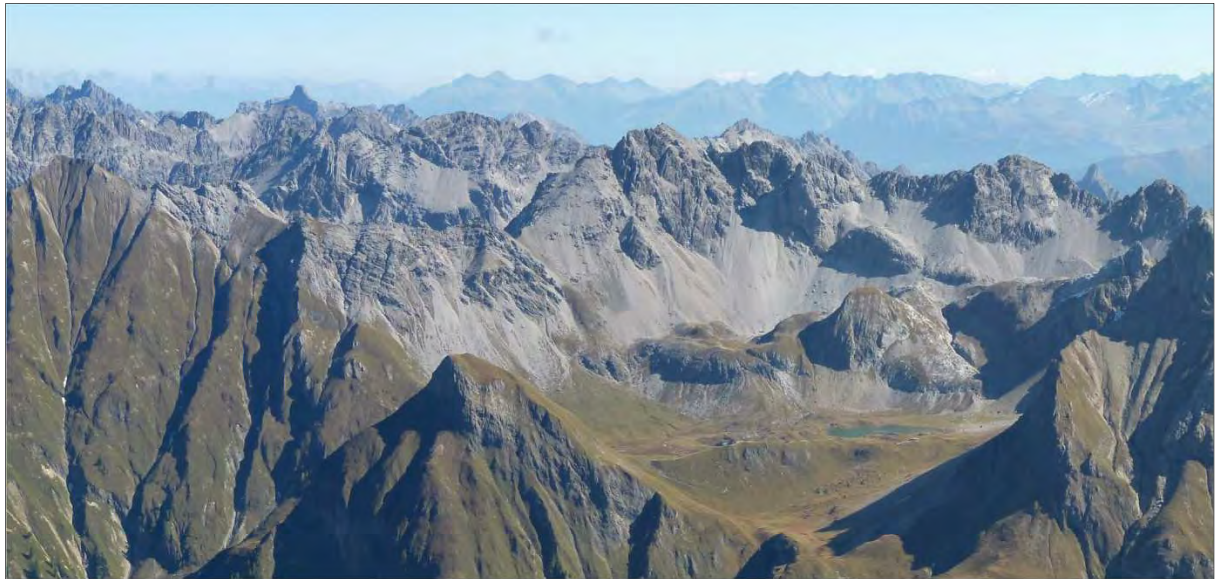


Abbildung 51: Panorama Ansicht des Gebietes um die Memminger Hütte. Erläuterung zur Abbildung siehe Text. 1 = Alblit – Überschiebung, 2 = Kleinberg – Abschiebung, 3 = jurassische Abschiebung, 4 = Kleinbergalm – Störung, 5 = Oberlahmsjochl - Abschiebung.

Südlich der Oberlahmsspitze, im nördlichen Bildbereich, ist die Überschiebung von geringmächtigen, Oberen Hauptdolomit auf Jüngere Allgäu Schichten zu erkennen. Bei dieser Überschiebung handelt es sich um die Fortsetzung der Alblit – Überschiebung, die vom Alblitjoch, das Streichgampenjoch und über die Ostflanke der Oberlahmsspitze bis in einen Bereich südwestlich der Memminger Hütte verfolgt werden kann. Nördlich des Vorderen Seekopfs ist eine Abfolge Oberer Hauptdolomit – Kössen Formation – Allgäu Formation aufgeschlossen. SARNTHEIN (1962), beschreibt hier einen sedimentären Kontakt zwischen Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation und Allgäu Formation, was jedoch im Zuge der eigenen Kartierung nicht bestätigt werden konnte. Die Lagerung von Oberem Hauptdolomit (150/40) und Kössen Formation (057/40) zeigt, dass die beiden Lithologien von einer Störung getrennt sind. Die südlich folgende Allgäu Formation ist als Megabrekzie ausgebildet, die bereits besprochene Kössen Formation, der Oberrhätalk sowie der Obere Hauptdolomit, der den Gipfel des Vorderen Seekopfs aufbaut, sind Gleitschollen innerhalb der Allgäu Formation. Im Kapitel „Kinematik“ wird auf die Entstehung dieser Gleitschollen genauer eingegangen.

Am Grat zwischen Oberlahmsspitze und Oberlahmsjoch ist zu erkennen, dass der Obere Hauptdolomit im Hangenden der Überschiebung nur wenige 10er Meter mächtig ist. Er wird sedimentär von Kössen Formation überlagert, die von Oberem Hauptdolomit überschoben wird. Im Bereich des Oberlahmsjochs tritt die Oberlahmsjöchl – Abschiebung auf, die die Oberlahmsjöchl – Synklinale, sowie den südlich folgenden Nordschenkel der Medriol – Antiklinale um ca. 400 Meter abschiebt. Eine Zweigstörung dieser Abschiebung schneidet die zuvor angesprochene Überschiebung ab.

Südlich der Kleinbergspitze endet der Nordschenkel der Medriol – Antiklinale an der Kleinberg – Abschiebung. POSTL (2010), berichtet aus dem östlich angrenzenden Arbeitsgebiet von einem Versatz von ca. 500 Metern, da Kössen Formation der hangenden Einheit an Bituminösen Hauptdolomit der liegenden grenzt. Südlich der Kleinbergspitze treten im Hangendblock zwei Störungen auf, die an der Abschiebung enden. Der Oberrhätalk wird an der Nordseite von Kössen Formation und Allgäu Formation überlagert. Ähnlich zur beschriebenen Situation nördlich des Vorderen Seekopfs ist auch hier die Allgäu Formation als Megabrekzie ausgebildet, die triassische Schichtglieder enthält. Die Megabrekzie grenzt mit einer jurassischen Abschiebung an den Oberrhätalk. Die Allgäu Formation wird mit einer Seitenverschiebung vom östlich folgenden Hauptdolomit getrennt. Diese Störung kann Richtung Südwesten, außerhalb des Arbeitsgebiets, bis zur Oberlochalpe

verfolgt werden und wurde von WESTRUP (1970) als Kleinbergalm – Störung bezeichnet. POSTL (2010), beschreibt sie als steilstehende, dextrale Seitenverschiebung oder *tear fault*.

Südlich der jurassischen Abschiebung folgt eine stratigraphische Abfolge vom Oberhätalk bis zur Nordalpinen Raibl Gruppe. Ähnlich zur Situation nördlich der Schieferspitze, sind auch im Oberen Hauptdolomit der Seeschartenspitze kleinräumige Falten zu finden, die ein *Facing* nach unten aufweisen. Südlich der Seeschartenspitze sorgt eine Aufschiebung dafür, dass der Mittlere Hauptdolomit hier nur eine Mächtigkeit von ca. 300 Metern aufweist. Die Verringerung der Mächtigkeit kommt dadurch zustande, dass die Aufschiebung flacher als die Schichtung einfällt. Aufgrund des Verschnitts der Aufschiebung mit der Topographie wird somit die Mächtigkeit der Hauptdolomitabfolge hier stark reduziert. Zwischen Lochtal und Schweinrücken weist die Nordalpine Raibl Gruppe eine außergewöhnlich große Mächtigkeit auf, was durch eine Überschiebung erklärt werden kann, die flacher als der Hang einfällt.

Im Bereich östlich bis südlich der Memminger Hütte ist zu sehen, dass Allgäu Formation, ausgebildet als Megabrekzie, Oberen Hauptdolomit überschiebt. Da dieser Hauptdolomit eine tektonisch höhere Einheit darstellt, wie an der Oberlahmsspitze zu sehen ist, muss es sich hier um eine sekundäre Aufschiebung der liegenden Einheit auf die Hangende handeln.

Aus dem Bereich südlich des Württembergerhaus wird von POSTL (2010) eine ähnliche Situation beschrieben. Hier kommt es infolge der Medriol – Aufschiebung zur Lagerung von brekziöser Allgäu Formation auf – ursprünglich hangendem- Hauptdolomit. Es wird vermutet, dass es sich bei der Kleinberg – Abschiebung um eine reaktivierte Aufschiebung handelt. Möglicherweise stellt sie eine Fortsetzung der Medriol – Aufschiebung Richtung Westen dar.

4.4 Freispitz – Synklinale

Die Freispitz – Synklinale kann im westlichen Teil des Arbeitsgebietes beobachtet werden. Sie folgt der nördlich gelegenen Saxerspitze – Antiklinale und weist eine ähnliche Dimension wie diese auf. Die räumliche Lage der Synklinale wird in Abbildung 52 anhand einer Polfigur gezeigt.

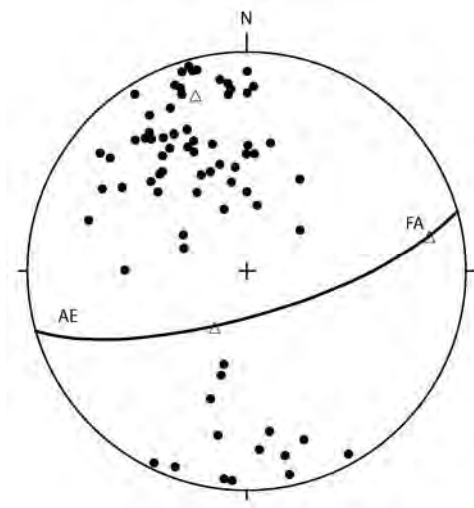


Abbildung 52: Darstellung von Gefügedaten aus dem Gebiet westlich, bzw. nördlich der Oberlahmsspitze und der Westflanke des Hinteren Seekopfs. Die Faltenachse wurde mit 081/21 ermittelt, die Achsenebene mit 164/73.

Der Nord-, und Südschenkel der Synklinale wird von einer stratigraphischen Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis zur Allgäu Formation aufgebaut, den Kern bilden Jüngere Allgäuschichten. Im Folgenden werden die beobachteten Strukturen, die innerhalb dieser Synklinale auftreten, beschrieben.

Abbildung 53 zeigt ein Ansichtsprofil der Oberlahmsspitze.

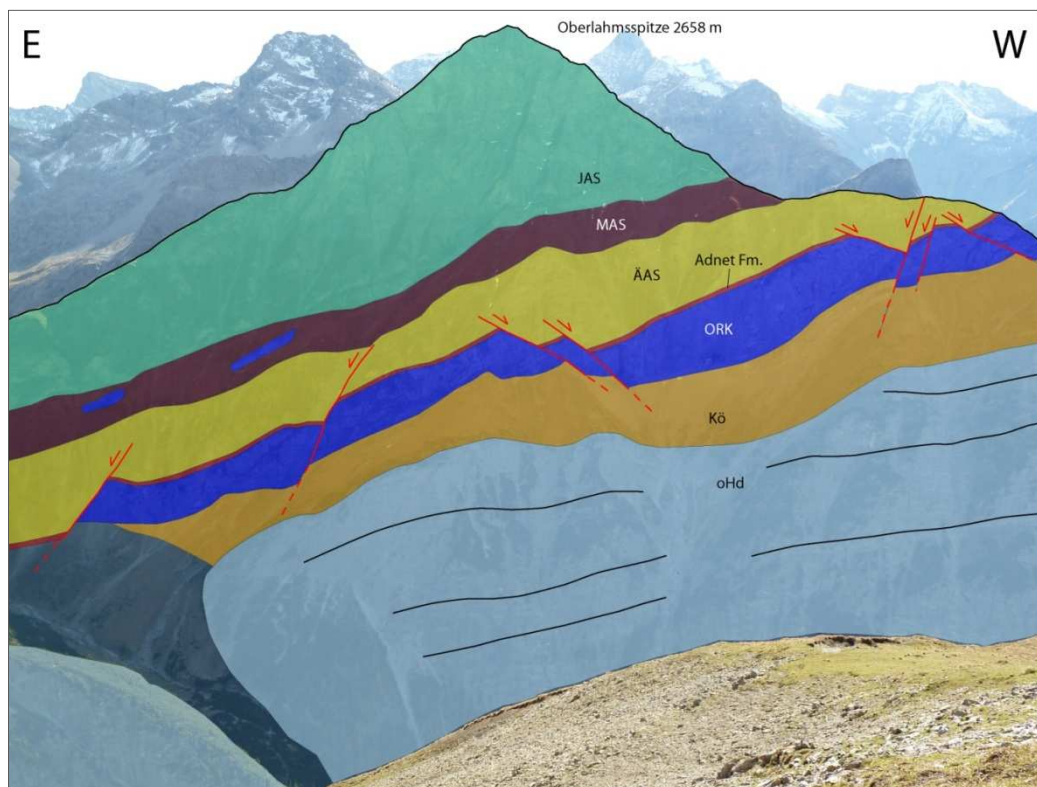


Abbildung 53: Ansicht der Oberlahmsspitze, die von einer stratigraphischen Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis zur Allgäu Formation aufgebaut wird. Gut zu erkennen sind mehrere Abschiebungen, die den Oberrhätkalk segmentieren. Die Abschiebungen werden von der Allgäu Formation plombiert. Im Niveau der Mittleren Allgäu-Schichten treten Gleitschollen aus Oberrhätkalk auf.

Die abgebildete, sedimentäre Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis zu den Jüngeren Allgäu-Schichten ist Teil des Nordschenkels der Freispitz – Synklinale. Ungefähr in Wandmitte tritt hellgrau anwitternder, massiger Oberrhätalk morphologisch hervor, der an steil bis mittelsteil einfallenden Abschiebungen um mehrere 10er Meter versetzt wird. Der Versatz wurde vermutlich in der liegenden, inkompetenten Kössen Formation kompensiert, sodass der Hauptdolomit nicht mehr von den Störungen betroffen ist. Im hangenden des Oberrhätalks werden die Störungen von den Älteren Allgäu-Schichten plombiert. Im östlichen Bildbereich sind innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten Gleitschollen aus Oberrhätalk zu erkennen.

Die Orientierung der Abschiebungen wird in Abbildung 54 dargestellt.

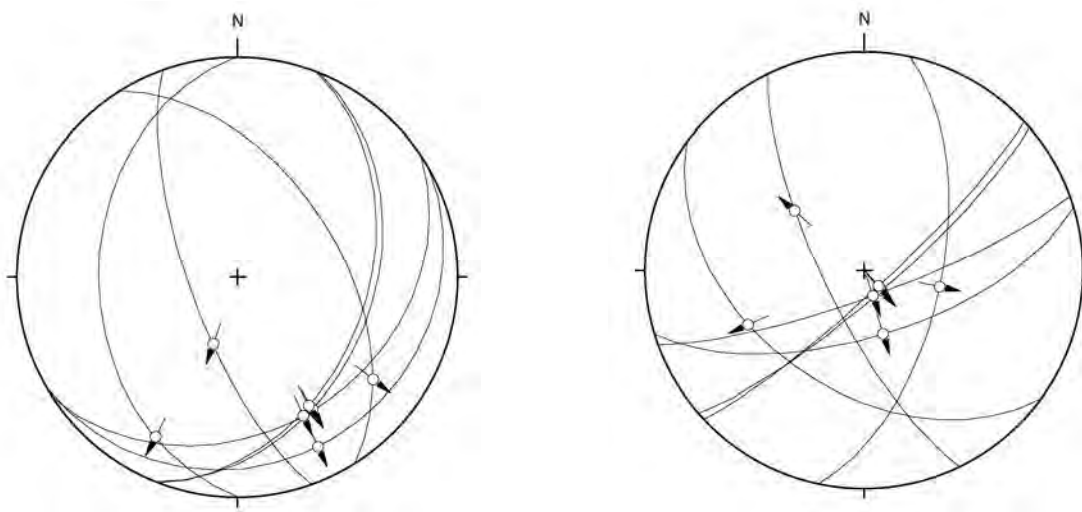


Abbildung 54: Strukturplot mit der Darstellung der Top-SSW bis Top-SE orientierten Abschiebungen an der Oberlahms-Nordwand. Da die Messwerte im Nordschenkel der Freispitz – Synklinale aufgenommen wurden, wurde der Datensatz in die Horizontale rotiert (links). Der unrotierte Datensatz ist rechts abgebildet.

Während in der Allgäu Formation im Nordschenkel der Freispitz – Synklinale eine normale stratigraphische Abfolge vorliegt, die nur gelegentlich Brekzien mit dm-großen Komponenten (siehe Kapitel „Stratigraphie“) und Gleitschollen enthält, ist sie im Südschenkel zu einem großen Teil als Megabrekzie ausgebildet. Abbildung 55 zeigt den Südschenkel der Freispitz – Synklinale im Bereich zwischen Vorderem Seekopf im Norden und der Bärenscharte im Süden.

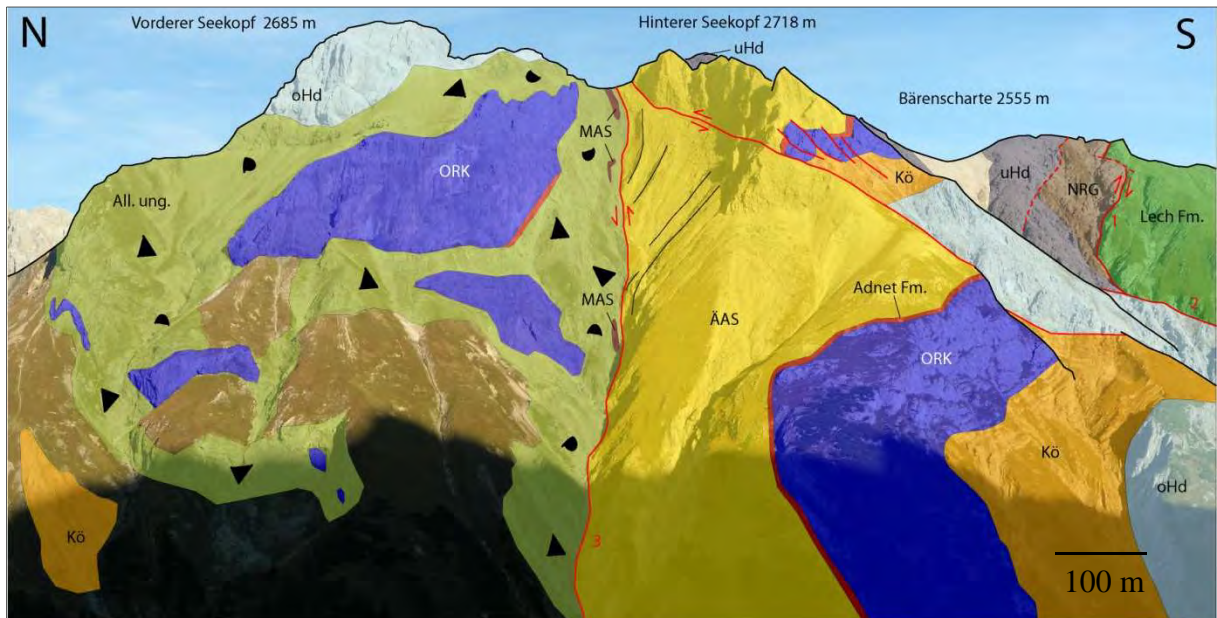


Abbildung 55: Ansichtsprofil der Seeköpfe. Im südlichen Bildbereich ist zu erkennen, dass die Starkenbachlinie von der Grießmutter – Seeköpfe Störung abgeschnitten wird. In Bildmitte tritt eine jurassische Abschiebung auf, die die normale, stratigraphische Abfolge gegen Norden begrenzt. Der Bereich unterhalb des Vorderen Seekopfs ist als Olistholit ausgebildet, in dem Gleitschollen aus Oberen Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätalkalk und resedimentierter Allgäu Formation auftreten. Die Kantenlänge dieser Gleitschollen liegt teilweise im 100 Meter Bereich. 1 = Starkenbachlinie, 2 = Grießmutter – Seeköpfe Störung, 3 = jurassische Abschiebung.

Der südliche Bereich der Abbildung wird von einer stratigraphischen Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis zu den Älteren Allgäu-Schichten aufgebaut. Unterhalb des Hinteren

Seekopfs ist zu erkennen, dass diese Abfolge von einer Störung versetzt wird. Bei dieser Störung handelt es sich um eine Zweigstörung der Grießmutte – Seeköpfe Störung, die südlich der Bärenscharte sichtbar ist. Hier tritt noch eine weitere, subvertikale, Störung, die Starkenbachlinie, auf. Sie wird von der Grießmutte – Seeköpfe Störung abgeschnitten. Auf diese beiden Störungen wird im folgenden Abschnitt nochmals genauer eingegangen.

Der Oberrhätalk unterhalb des Hinteren Seekopfs wird, ähnlich zur Situation in der Oberlahms-Nordwand, von Störungen segmentiert.

In Bildmitte wird eine weitere Störung vermutet. Sie trennt gebankte, Ältere Allgäu-Schichten von einem Bereich, in dem Gleitschollen aus Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätalk und Adnet Formation auftreten. Diese Gleitschollen weisen zum Teil Kantenlängen von mehreren 100 Metern auf. Im Gipfelbereich des Mittleren Seekopfs konnte festgestellt werden, dass der Obere Hauptdolomit nicht mit einer scharfen Kontaktfläche an die Allgäu Formation grenzt, sondern ein unregelmäßiger Übergang besteht. Die Allgäu Formation enthält im Grenzbereich dm-große Komponenten aus Hauptdolomit und zeigt Rutschfalten.

In der Ansichtsskizze des Gebiets um die Memminger Hütte (siehe Abbildung 51) ist zu sehen, dass auch Ältere Allgäu-Schichten resedimentiert wurden. Sie überlagern hier Oberrhätalk, der analog zur Situation unterhalb des Hinteren Seekopfs und der Nordwand der Oberlahmsspitze von Abschiebungen segmentiert wird, die von Älteren Allgäu-Schichten plombiert werden. In den Älteren Allgäu-Schichten treten Komponenten aus Oberrhätalk auf, die Kantenlängen bis zu mehreren Metern aufweisen. Diese beschriebene Abfolge stellt eine Gleitscholle innerhalb des Olistholiths dar.

An einer Gleitscholle der Westflanke des vorderen Seekopfs konnten innerhalb der Kössen Formation Scherbandgefüge beobachtet werden. Abbildung 56 zeigt ein Foto dieser Strukturen und einen Strukturplot mit der räumlichen Orientierung. Es wird vermutet, dass die Scherbandgefüge in Zusammenhang mit der Medriol – Aufschiebung entstanden.

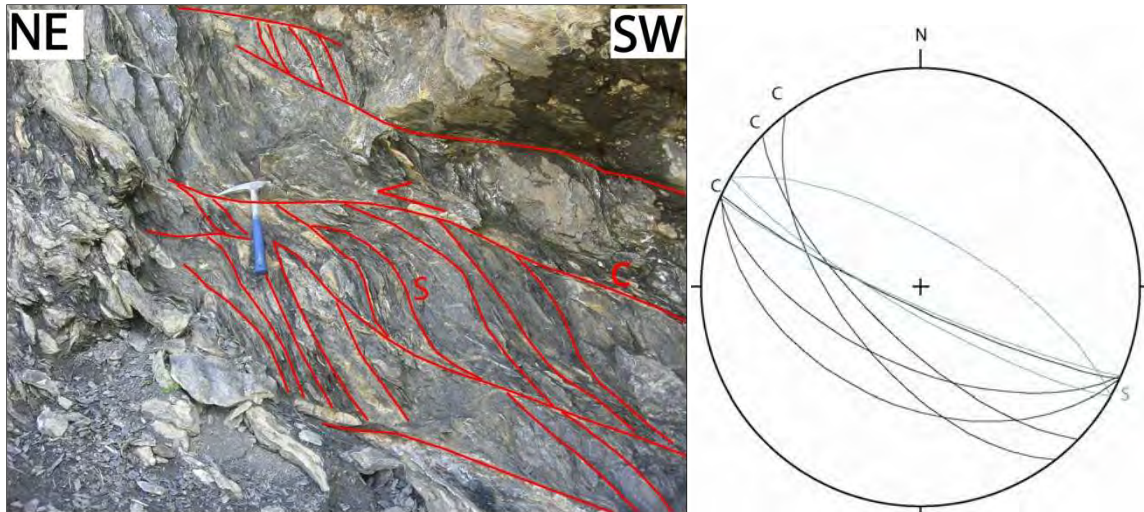


Abbildung 56: Links: Scherbandgefüge in der Kössen Formation. Rechts: Strukturplot mit der Orientierung der Scherflächen und Schieferungsflächen.

4.5 Gießmutter – Seeköpfe Störung und Starkenbachlinie

Im Südteil des Arbeitsgebietes können zwei weitere bedeutende Strukturelemente festgestellt werden.

Die Gießmutter – Seeköpfe Störung kann vom Parseiertal, über den Hinteren Seekopf, den Oberen- und Mittleren Seewisee bis in einen Bereich südwestlich der Kleinbergspitze verfolgt werden, wo sie an der Kleinberg – Abschiebung endet. Sie bringt triassische Sedimente im Osten in Kontakt mit jurassischen im Westen. Im Kartenbild ist ein sinistraler Versatz von ca. 2 km festzustellen. Am Hinteren Seekopf und am Mittleren Seewisee ist die Störung direkt aufgeschlossen und konnte eingemessen werden. Abbildung 57 zeigt die aufgenommenen Störungsdaten. An der Störung tritt bis zu 5 Meter mächtiger Kataklasit auf.

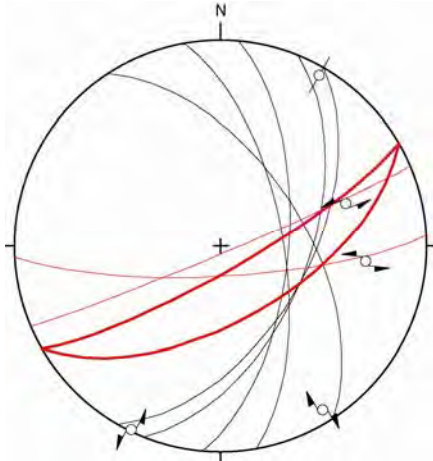


Abbildung 57: Strukturplot der Störungsdaten der Gießmutter – Seeköpfe Störung. Die rot dargestellten Flächen stammen aus dem Bereich des Hinteren Seekopfs, die schwarzen aus dem Bereich des Mittleren Seewiseses.

Auffallend ist eine Änderung der Orientierung der Störungsflächen von SW nach NE, sowie subhorizontale Lineare am Mittleren Seewisee.

Bei der Starkenbachlinie handelt es sich um eine E – W streichende, steilstehende Störung, die vom Arbeitsgebiet in Richtung E bis nach Starkenbach verfolgt werden kann (POSTL, 2010). Sie bringt im Arbeitsgebiet Nordalpine Raibl Gruppe im Norden in Kontakt mit Lech Formation im Süden. WESTRUP (1970) beschreibt eine Aufschiebung des nördlichen Blocks auf den südlichen. Südlich der Bärenscharte wird die Starkenbachlinie von mehreren subhorizontalen Störungen im m- Bereich versetzt. Unterhalb der Bärenscharte wird sie von der Gießmutter – Seeköpfe Störung abgeschnitten und ca. 2 km sinistral nach SW versetzt.

In Abbildung 58 ist eine Ansichtsskizze des Bereichs westlich der Bärenscharte zu sehen.

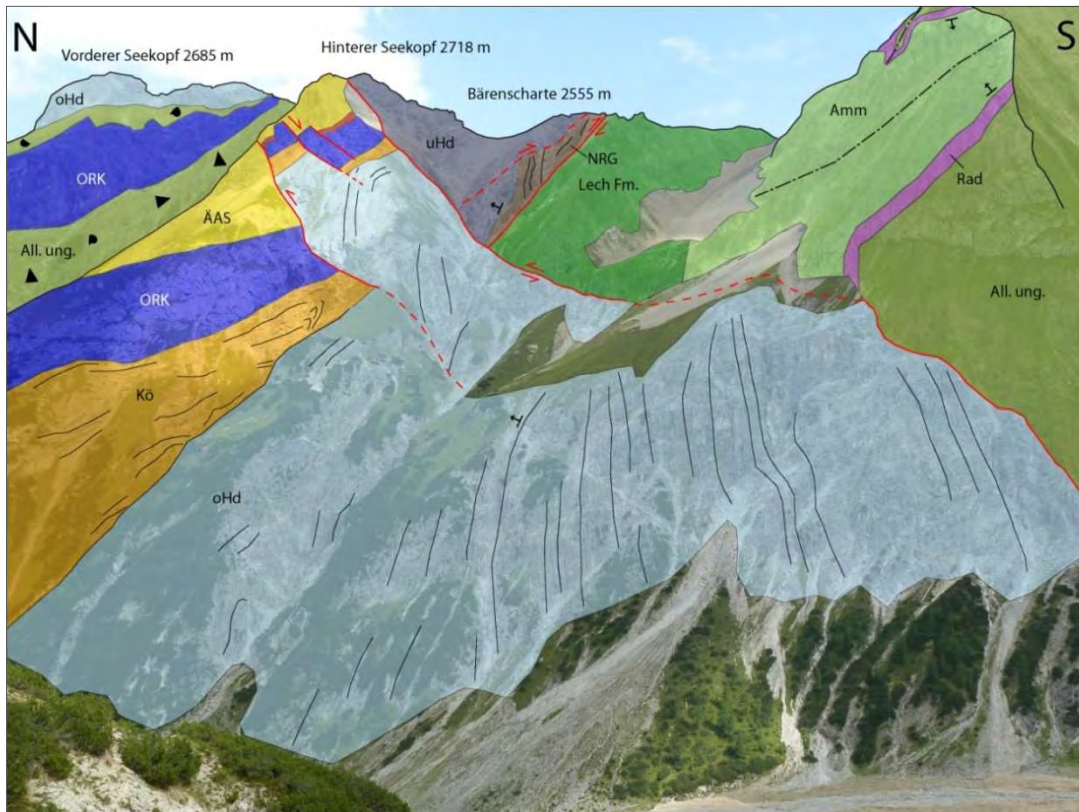


Abbildung 58: Ansichtsprofil von Bärenscharte, Hinterem- und Vorderem Seekopf. Die Starkenbachlinie wird unterhalb der Bärenscharte von der Gießmutter – Seeköpfe Störung abgeschnitten. Neben diesen markanten Störungen treten auch untergeordnete Zweigstörungen mit weniger Versatz auf.

5 Profilbeschreibung

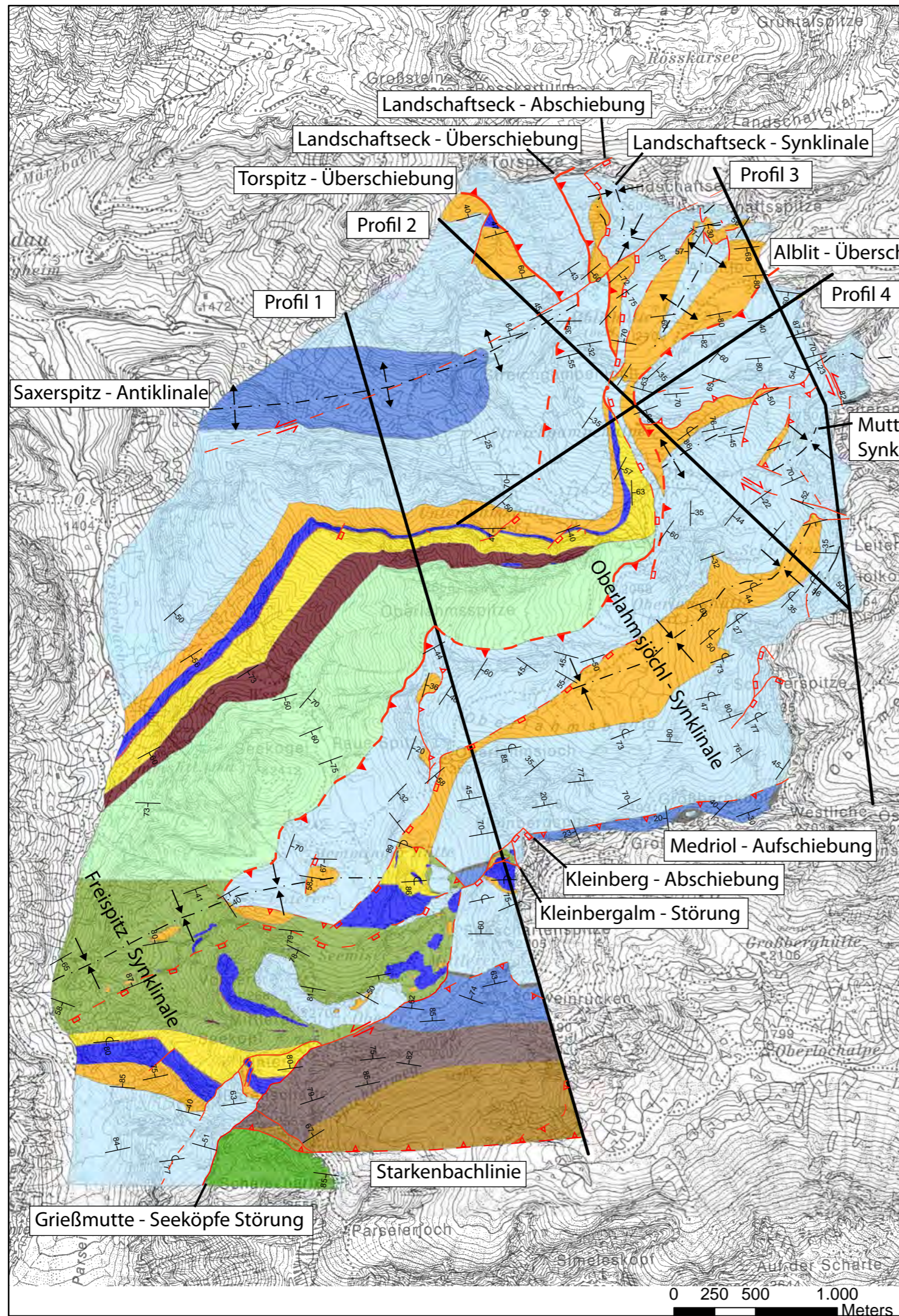
5.1 Vorbemerkung

Es wurden vier Profile konstruiert, die Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede im strukturellen Bau in verschiedenen Teilen des Arbeitsgebietes darstellen sollen.

Profil 1 verläuft ohne Profilknick in NNW – SSE Richtung vom Röttal im Norden über die Oberlahmsspitze, das Oberlahmsjoch, westlich der Kleinbergspitze, die Seeschartenspitze und den Schweinrücken bis in das Lochtal. **Profil 2** verläuft in NW – SE Richtung ohne Profilknick westlich der Torspitze, über das Streichgampenjoch bis zum Medriolkopf. **Profil 3** verläuft am östlichen Rand des Arbeitsgebietes. Es beginnt nördlich der Landschaftsspitze und verläuft in NNE – SSE Richtung über das Alblitjoch bis zur Leiterspitze, wo ein Profilknick erfolgt. Ab der Leiterspitze streicht die Profilsur N – S und verläuft über das Leiterjöchl, und den Medriolkopf bis zur Östlichen Spießrutenspitze. **Profil 4** verläuft geradlinig in WSW – ENE Richtung nördlich der Oberlahmsspitze, dem Röttal, dem Streichgampenjoch und endet östlich des Grates zwischen Alblitjoch und Leiterspitze. Es handelt sich um ein Querprofil, das Profil 2 und 3 schneidet.

Profil 3 stellt die nördliche-, bzw. nordwestliche Fortsetzung von Profil 2 aus der Arbeit von POSTL (2010) dar. Der Abschnitt südlich des Medriolkopfs wurde aus dieser Arbeit übernommen und entsprechend der eigenen Kartierungsergebnisse verändert.

5.2 Tekonische Karte



Legende

- Lech Fm.
- Ammergau Fm.
- Ruhpolder Radiolarit
- Jüngere Allgäu Schichten
- Mittlere Allgäu Schichten
- Ältere Allgäu Schichten
- Allgäu Fm. ungegliedert
- Adnet Fm.
- Oberrhätkalk
- Kössen Fm.
- Oberer Hauptdolomit
- Bituminöser Hauptdolomit
- Mittlerer Hauptdolomit
- Unterer Hauptdolomit
- Nordalpine Raibl Gruppe
- Überschiebung 1. Ordnung
- Überschiebung 1. Ordnung, vermutet
- Aufschiebung
- Aufschiebung, vermutet
- Abschiebung
- Abschiebung, vermutet
- Störung
- Störung, vermutet
- aufrechte Schichtung
- inverse Schichtung
- Spur der Achsenebene
- Antiklinale
- Synklinale
- synformale Antiklinale
- antiformale Synklinale

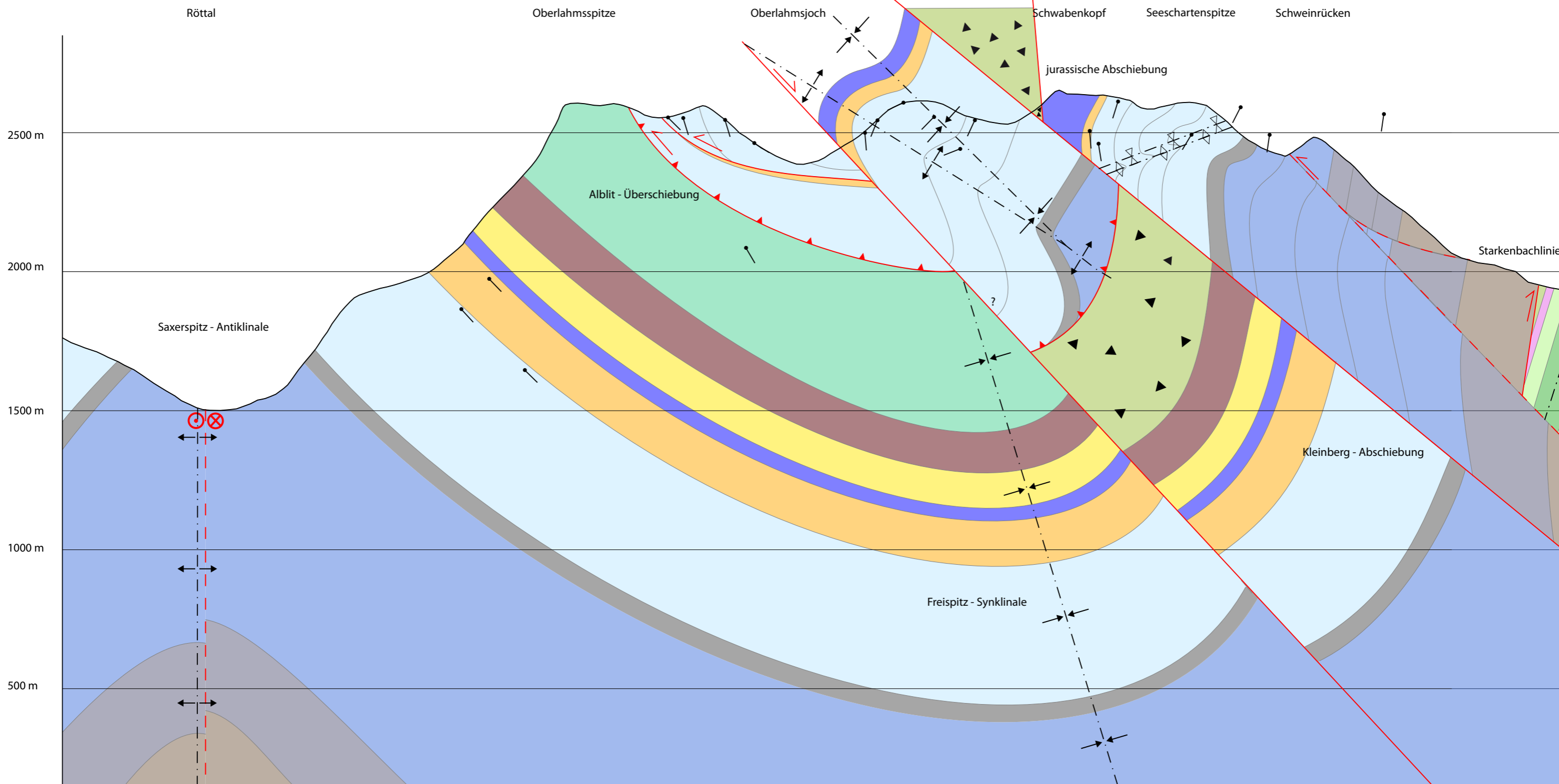


0 250 500 1.000
Meters

5.3 Profil 1

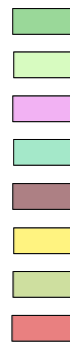
N

S



Legende

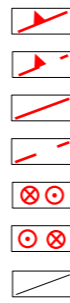
Lech Fm.
 Ammergau Fm.
 Ruhpoldinger Radiolarit
 Jüngere Allgäu Schichten
 Mittlere Allgäu Schichten
 Ältere Allgäu Schichten
 Allgäu Fm. ungegliedert
 Adnet Fm.



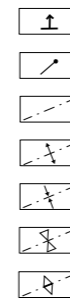
Oberhätalk
 Kössen Fm.
 Oberer Hauptdolomit
 Bituminöser Hauptdolomit
 Mittlerer Hauptdolomit
 Unterer Hauptdolomit
 Nordalpine Raibl Gruppe



Überschiebung 1. Ordnung
 Überschiebung 1. Ordnung, vermutet
 Störung
 Störung, vermutet
 dextrale Seitenverschiebung
 sinistrale Seitenverschiebung
 Schichtung



sedimentär oben
 projizierte Einfallswerte
 Achsenebene
 Antiklinale
 Synklinale
 synformale Antiklinale
 antiformale Synklinale



Saxerspitz - Antiklinale
 Freispitz - Synklinale
 Alblit - Überschiebung
 jurassische Abschiebung
 Kleinberg - Abschiebung

5.3.1 Profilbeschreibung Profil 1

Der Nordteil des Profils ist im Bereich des Röttals von der großdimensionalen Saxerspitz – Antiklinale geprägt, die eine Amplitude und Wellenlänge im 1000 m Maßstab aufweist. Während in der Profilebene und östlich davon beide Faltenschenkel erhalten sind, kommt es weiter westlich zum Durchreißen der Falte und es erfolgt eine Aufschiebung von Hauptdolomit auf Lech Formation (GBA, Geologische Karte: Blatt Landeck, 2004 und Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck). Die Achsenebene streicht WSW – ENE und ist subvertikal. Der Kern der Antiklinale wird von Mittlerem Hauptdolomit aufgebaut. Im Bereich des Faltenscheitels trifft eine subvertikale Seitenverschiebung auf die Profilebene, die für einen sinistralen Versatz von ca. 150 Metern sorgt.

Nach Süden hin folgt die Freispitz – Synklinale, die eine ähnliche Dimension wie die Saxerspitz – Antiklinale aufweist. Die Achsenebene streicht ebenfalls WSW – ENE und fällt mit 73° nach SSE ein. Im Nordschenkel ist eine vollständige stratigraphische Abfolge vom Mittleren Hauptdolomit bis in den oberen Teil der Allgäu Formation (Jüngere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN (1965) erhalten. Während die Allgäu Formation in diesem Abschnitt nur gelegentlich Brekzien mit dm-großen Komponenten und einige wenige Gleitschollen von Oberhätkalk mit Durchmessern im 10 m Bereich enthält, ist die Allgäu Formation weiter südlich zu einem großen Teil als Megabrekzie ausgebildet. Der Südschenkel wird von einer steil nordfallenden stratigraphischen Abfolge vom Oberen Hauptdolomit bis in den mittleren Teil der Allgäu Formation (Mittlere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN (1965) aufgebaut. Nach einer jurassischen Abschiebung treten im oberen Teil der Allgäu Formation Gleitschollen von Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberhätkalk, Adnet Formation und resedimentierter Allgäu Formation im 100 m Maßstab auf.

Wenige Meter südlich der Oberlahmsspitze wird der obere Teil der Allgäu Formation entlang der mittelsteil bis flach südfallenden Alblit – Überschiebung von Oberem Hauptdolomit überschoben. Ausgehend von der Mächtigkeit der stratigraphischen Einheiten, die überschoben werden, und einem Winkel der Überschiebungsfläche von 30° , ergibt sich ein Mindestversatz von ca. 2 km.

Im Profil ist zu erkennen, dass die Überschiebungsbahn großmaßstäblich verfaltet ist. Der Hauptdolomit wird sedimentär von Kössen Formation überlagert, die ihrerseits wieder von Oberem Hauptdolomit überschoben wird. Beide Überschiebungen werden am Oberlahmsjoch von der mittelsteilen, südostfallenden Oberlahmsjöchl – Abschiebung abgeschnitten und rund

400 Meter versetzt. Eventuell weist diese Abschiebung zusätzlich zum abschiebenden Versatz eine Seitenverschiebungskomponente auf, sodass die obere Überschiebung in der Profilebene im Hangendblock nicht mehr sichtbar ist.

Im Hangenden dieser Abschiebung befindet sich der Nordschenkel der Medriol – Antiklinale. Bei der Medriol – Antiklinale handelt es sich, wie bei den zuvor beschriebenen Faltelementen, um eine Falte im 1000 Meter Maßstab. Im Profil sind untergeordnete Parasitärfaalten im 100 Meter Maßstab zu dieser Struktur zu erkennen, deren Nordschenkel überkippt ist. Südlich der Abschiebung kann das Umbiegen der Schichtung infolge der Oberlahmsjöchl – Synklinale beobachtet werden.

Südlich der Kleinbergspitze wird die Medriol – Antiklinale von der mittelsteilen, südfallenden Kleinberg Abschiebung abgeschnitten. Östlich der Kleinbergspitze, im Arbeitsgebiet von POSTL (2010), grenzt Kössen Formation im Hangenden an bituminösen Hauptdolomit im Liegenden. Es ist deshalb ein Versatz von rund 500 Metern, entsprechend der Mächtigkeit des Oberen Hauptdolomits anzunehmen. Betrachtet man die stratigraphische Abfolge nördlich und südlich der Kleinberg – Abschiebung, ist zu erkennen, dass es sich bei der Kleinberg – Abschiebung um eine reaktivierte Aufschiebung handeln muss, da die Brekzien innerhalb der Allgäu Formation eine Einheit darstellen.

Im südlich anschließenden Bereich ist eine Abfolge von der Allgäu Formation bis zur Nordalpinen Raibl Gruppe vorhanden. Die Allgäu Formation ist brekziös ausgebildet und grenzt mit einer jurassischen Abschiebung an den Oberrhätalkalk. Im Oberen Hauptdolomit, unterhalb der Seeschartenspitze, treten kleinräumige Falten im 10 Meter Maßstab auf, die ein *Facing* nach unten aufweisen und deshalb keine Parasitärfaalten zur übergeordneten Großfaltenstruktur sein können. Sowohl im Bereich nördlich des Schweinrückens, als auch an seinem Südhang treten Zweigstörungen der Grießmutte – Seeköpfe Störung auf, die die Abfolge vom Mittleren Hauptdolomit bis in das Liegende der Starkenbachlinie segmentieren. Nördlich des Schweinrückens sorgt eine Aufschiebung dafür, dass die Mächtigkeit des Mittleren Hauptdolomits von ca. 950 Metern auf ca. 300 Meter reduziert wird. Die am Südhang auftretende, vermutete Aufschiebung führt aufgrund ihres Verschnitts mit der Topographie zu einer Verdickung der Nordalpinen Raibl Gruppe von rund 250 Meter auf über 500 Meter.

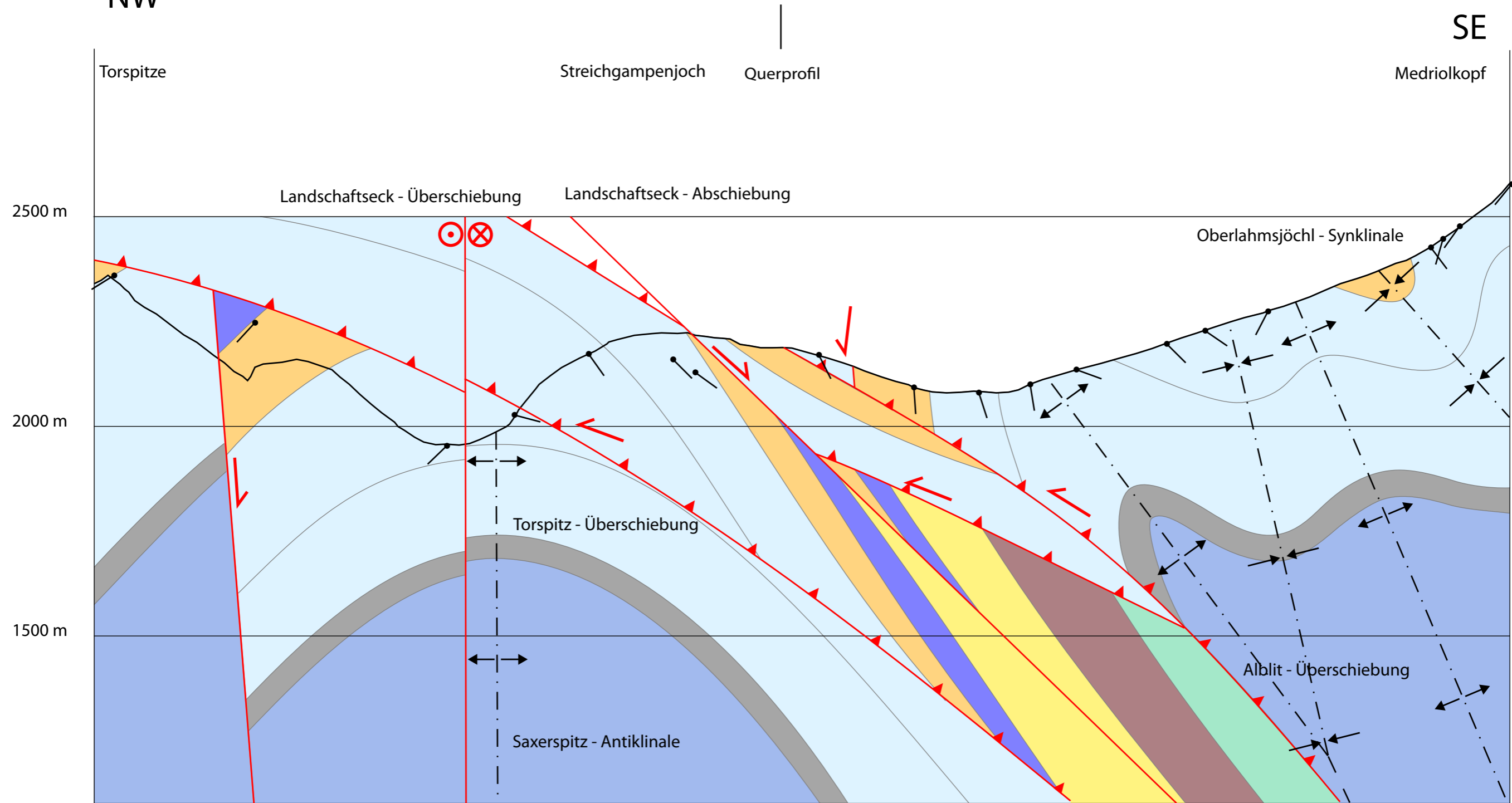
Als südlichstes Strukturelement tritt die steil nordfallende Starkenbachlinie auf, an der die Nordalpine Raibl Gruppe im Norden an Allgäu Formation im Süden grenzt. Nach WESTRUP

(1970) handelt es sich bei der Starkenbachlinie um eine südgerichtete Rücküberschiebung von triassischen Gesteinen im Hangenden auf Jungschichten im Liegenden. POSTL (2010) beschreibt eine enge Verfaltung innerhalb der Jungschichten, die als *detachment* Verfaltung interpretiert wird. Die Starkenbachlinie wird von den zuvor besprochenen Aufschiebungen versetzt.

5.4 Profil 2

NW

SE



Legende

Lech Fm.		Oberrhätkalk		Überschiebung 1. Ordnung		sedimentär oben	
Ammergau Fm.		Kössen Fm.		Überschiebung 1. Ordnung, vermutet		projizierte Einfallswerte	
Ruhpoldinger Radiolarit		Oberer Hauptdolomit		Störung		Achsenebene	
Jüngere Allgäu Schichten		Bituminöser Hauptdolomit		Störung, vermutet		Antiklinale	
Mittlere Allgäu Schichten		Mittlerer Hauptdolomit		dextrale Seitenverschiebung		Synklinale	
Ältere Allgäu Schichten		Unterer Hauptdolomit		sinistrale Seitenverschiebung		synformale Antiklinale	
Allgäu Fm. ungegliedert		Nordalpine Raibl Gruppe		Schichtung		antiformale Synklinale	
Adnet Fm.							

5.4.1 Profilbeschreibung Profil 2

Der nordwestliche Abschnitt des Profils wird von der bereits in Profil 1 beschriebenen Saxerspitz – Antiklinale aufgebaut. Unterhalb der Torspitze wird der südliche Teil des Nordschenkels der Antiklinale von der steil südfallenden Torspitz – Abschiebung relativ zum nördlichen Teil um ca. 600 Meter nach unten versetzt. Im Profil ist zu erkennen, dass die Antiklinale von drei Überschiebungen durchschnitten wird, die eine großmaßstäbliche, leichte Verfaltung aufweisen.

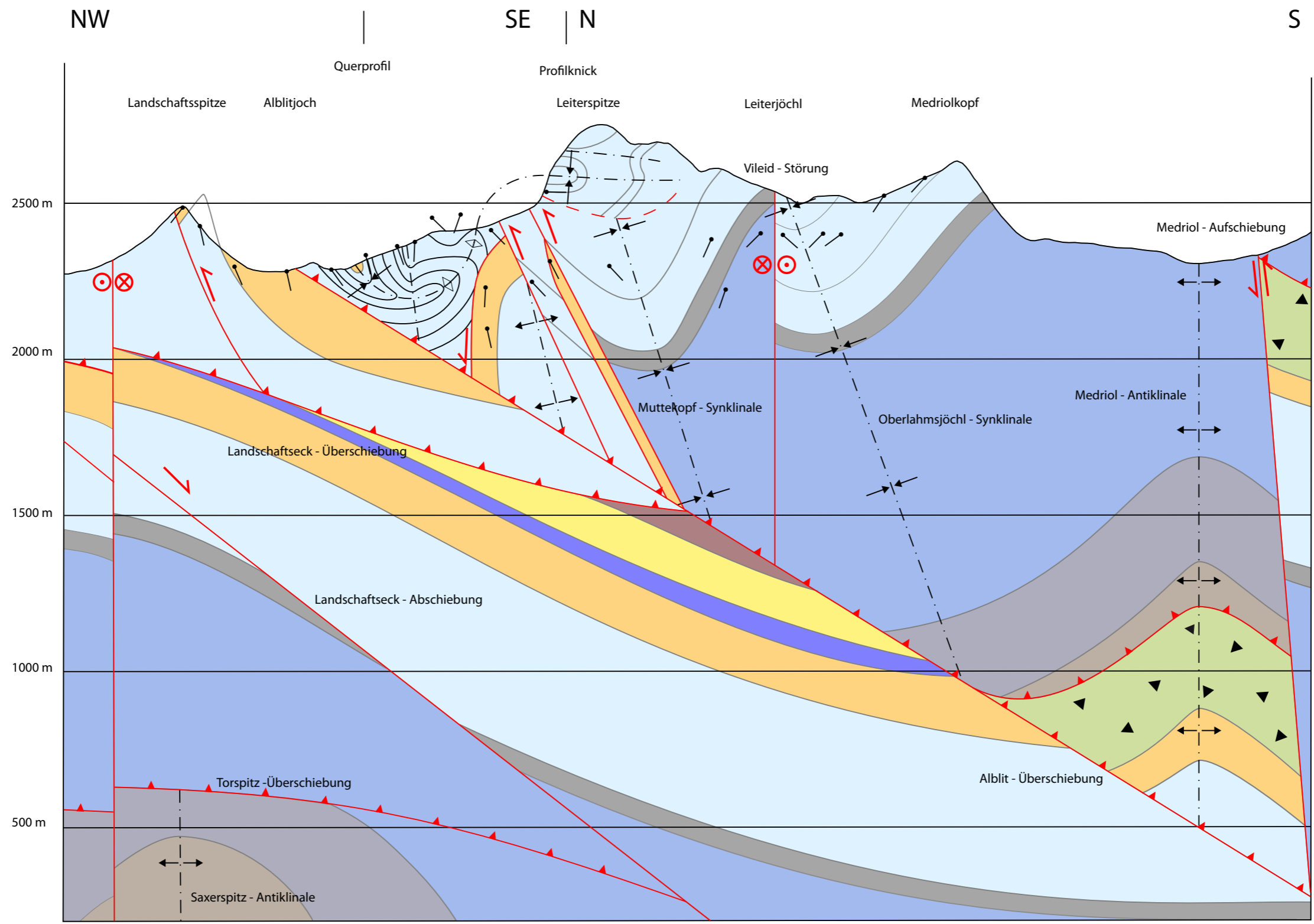
Die nördlichste dieser Überschiebungen, die Torspitz – Überschiebung, überschiebt die Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis Allgäu Formation des Nordschenkels der Antiklinale über den Südschenkel, der im Arbeitsgebiet bis zum Oberrhätalkalk erhalten ist. Sie schneidet ca. 200 Meter südlich der Torspitze die zuvor beschriebene Abschiebung ab.

Die nächste, südlich folgende Landschaftseck – Überschiebung, sorgt für eine Stapelung von Oberem Hauptdolomit und Kössen Formation auf die Abfolge der liegenden Torspitz – Schuppe. Zirka 150 Meter nordwestlich des Streichgampenjochs trifft die mittelsteile, SE fallende Landschaftseck – Abschiebung auf die Profilebene, die die Überschiebung um ca. 450 Meter versetzt.

Am Streichgampenjoch erfolgt der Ausstrich der Alblit – Überschiebung, die die zuvor beschriebene Landschaftseck – Überschiebung, sowie sämtliche im SE folgenden Strukturen abschneidet.

Der südöstliche Profilabschnitt wird von einem engen Faltenbau im 100 Meter Maßstab geprägt, der von der Alblit – Überschiebung trunkiert wird. Als südlichste Synklinale tritt die Oberlahmsjöchl – Synklinale auf, in deren Kern die Kössen Formation erhalten ist. Der südlich folgende Nordschenkel der Medriol – Antiklinale ist im südwestlich anschließenden Bereich nach Süden überkippt, was im Profil 1 am Oberlahmsjoch beobachtet werden kann. In Richtung SE nimmt die Mächtigkeit dieser stratigraphischen Abfolge rasch zu. Die Kössen Formation bildet die jüngste stratigraphische Einheit und wird von Oberem Hauptdolomit überschoben. Zirka 200 Meter südöstlich des Streichgampenjochs wird diese subvertikale, bis steil nach N einfallende Überschiebungsfläche von der Alblit – Überschiebung abgeschnitten.

5.5 Profil 3



Legende

Lech Fm.		Oberrhätkalk		Überschiebung 1. Ordnung		sedimentär oben	
Ammergau Fm.		Kössen Fm.		Überschiebung 1. Ordnung, vermutet		projizierte Einfallswerte	
Ruhpoldinger Radiolarit		Oberer Hauptdolomit		Störung		Achsebene	
Jüngere Allgäu Schichten		Bituminöser Hauptdolomit		Störung, vermutet		Antiklinale	
Mittlere Allgäu Schichten		Mittlerer Hauptdolomit		dextrale Seitenverschiebung		Synklinale	
Ältere Allgäu Schichten		Unterer Hauptdolomit		sinistrale Seitenverschiebung		synformale Antiklinale	
Allgäu Fm. ungegliedert		Nordalpine Raibl Gruppe		Schichtung		antiformale Synklinale	
Adnet Fm.							

5.5.1 Profilbeschreibung Profil 3

Im nordwestlichen Abschnitt des Profils tritt als tiefste Struktur die Saxerspitze – Antiklinale auf, die von der Torspitze – Schuppe überschoben wird. Diese Schuppe enthält eine stratigraphische Abfolge vom Mittleren Hauptdolomit bis in den mittleren Teil der Allgäu Formation, die wiederum von Oberem Hauptdolomit und Kössen Formation der Landschaftseck - Schuppe überschoben wird. In dieser Einheit kommt es zur Ausbildung einer *fault-propagation fold*, die dazu führt, dass an der Landschaftsspitze ein schmaler Streifen Kössen Formation erhalten ist. Der gesamte Schuppenstapel wird von der Landschaftseck – Abschiebung durchschnitten, die den südöstlichen Abschnitt um ca. 520 Meter abschiebt. Nördlich der Landschaftsspitze tritt eine subvertikale, sinistrale Seitenverschiebung mit einem Versatz von ca. 150 Meter auf, die sämtliche Einheiten durchschneidet.

Südlich des Alblitjochs wird die Kössen Formation von der Alblit – Überschiebung gegen kleinräumig verfalteten Oberen Hauptdolomit begrenzt. Bei dieser Faltenstruktur handelt es sich um eine Synklinale mit Kössen Formation im Kern. Im Profil ist zu erkennen, dass die Achsenebene dieser Synklinale verfaultet ist. Aus diesem Grund liegt der Südteil der Struktur als antiformale Synklinale vor.

Dieser Hauptdolomit wurde über Kössen Formation überschoben, was bereits in der Beschreibung von Profil 2 kurz angesprochen wurde. Bei der liegenden Struktur handelt es sich im Wesentlichen um eine Antiklinale im 100 Meter Maßstab mit Oberem Hauptdolomit im Kern, der sedimentär von Kössen Formation überlagert wird. Die hangende Überschiebung ist ebenfalls von der Verfaltung betroffen. Im Bereich nördlich der Leiterspitze ist zu erkennen, dass diese Struktur von steilen Aufschiebungen durchschnitten wird, die dazu führen, dass der Südschenkel der Antiklinale auf den Nordschenkel aufgeschoben wurde.

Nach Süden hin wird diese Struktur von einer Aufschiebung gegen die Muttekopf – Synklinale, bei der es sich um eine großmaßstäbliche Falte im 1000 Meter Maßstab handelt, begrenzt. Die Achsenebene streicht WSW – ENE und ist steil südfallend. Im Gipfelbereich der Leiterspitze treten kleinräumige Faltenstrukturen im 100 Meter Maßstab auf, deren Achsenebenen subhorizontal liegen. Diese Falten werden von der Muttekopf – Synklinale von einer Störung getrennt und stellen die Fortsetzung der Falten südlich des Alblitjochs dar.

Im Leiterjochl trifft die subvertikale, dextrale Vileidstörung auf die Profilebene und durchschneidet die Muttekopf – Synklinale. Sie endet in der Tiefe an der Alblit

Überschiebung. Nach NW, außerhalb der Profilebene, geht der Versatz gegen null, sodass die Vileidstörung Profilebene 2 nicht mehr erreicht.

Südlich der Vileidstörung tritt die Oberlahmsjöchl – Synklinale auf, auf die Richtung Süden die Medriol – Antiklinale folgt. Die Achsenebene der Oberlahmsjöchl – Synklinale streicht SW – NE und fällt mit ca. 70° nach SE ein. Bei beiden Falten handelt es sich um großmaßstäbliche Falten im 1000 Meter Bereich. Der Südschenkel der Medriol – Antiklinale wird von der steil nach Süden einfallenden Medriol – Aufschiebung durchschnitten, die die südlich anschließenden Einheiten um ca. 1300 Meter nach oben versetzt.

Im Niveau der Nordalpinen Raibl Gruppe der Medriol – Antiklinale tritt eine weitere Überschiebung auf, die die Abfolge Nordalpine Raibl Gruppe bis Oberer Hauptdolomit im Hangenden auf Allgäu Formation im Liegenden überschiebt und dem Faltenbau der Medriol Antiklinale folgt. Im Profil ist zu erkennen, dass sie nach Norden hin den Abscherhorizont der Nordalpinen Raibl Gruppe verlässt und stratigraphisch jüngere Einheiten durchschneidet. Sie nähert sich in ihrer Orientierung der Alblit – Überschiebung an, wird jedoch von dieser durchschnitten.

5.6 Profil 4

SW

NE

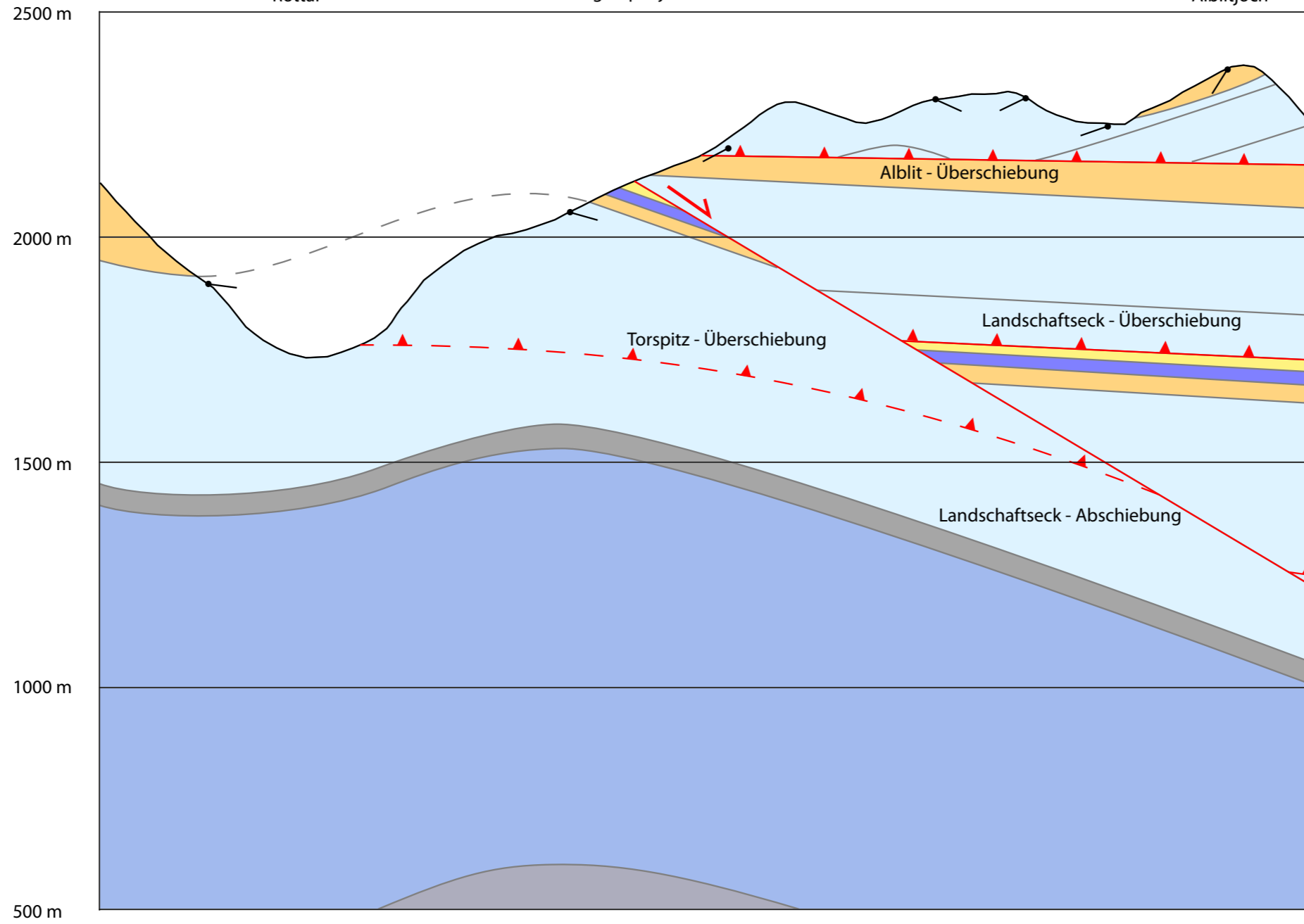
Profilspur

Profilspur

Röttal

Streichgampenjoch

Alblitjoch



Legende

Lech Fm.



Oberrhätkalk



Überschiebung 1. Ordnung



sedimentär oben



Ammergau Fm.



Kössen Fm.



Überschiebung 1. Ordnung, vermutet



projizierte Einfallswerte



Ruhpoldinger Radiolarit



Oberer Hauptdolomit



Störung



Achsebene



Jüngere Allgäu Schichten



Bituminöser Hauptdolomit



Störung, vermutet



Antiklinale



Mittlere Allgäu Schichten



Mittlerer Hauptdolomit



dextrale Seitenverschiebung



Synklinale



Ältere Allgäu Schichten



Unterer Hauptdolomit



sinistrale Seitenverschiebung



synformale Antiklinale



Allgäu Fm. ungegliedert



Nordalpine Raibl Gruppe



Schichtung



antiformale Synklinale



Adnet Fm.



5.6.1 Profilbeschreibung Profil 4

Profil 4 zeigt die Zusammenhänge zwischen Profil 2 und 3 und den Verlauf der bereits beschriebenen Strukturen im Querschnitt. Besonders auffallend ist die geringe Mächtigkeit von Kössen Formation und Oberrhätalkalk im Bereich des Streichgampenjochs und im Liegenden der Landschaftseck – Überschiebung im Gegensatz zu den Vorkommen südwestlich des Röttals. Dies wird durch *Boudinage* infolge von Streckung während der Überschiebung erklärt.

6 Kinematik

6.1 Jurassische Abschiebungen

Bei den ältesten Strukturelementen, die im Arbeitsgebiet beobachtet werden können, handelt es sich um jurassische Störungen. An ihnen kommt es zum Herausgleiten von Schichtgliedern die in weiterer Folge als Megabrekzien innerhalb der Allgäu Formation resedimentiert werden (siehe Abbildung 59).

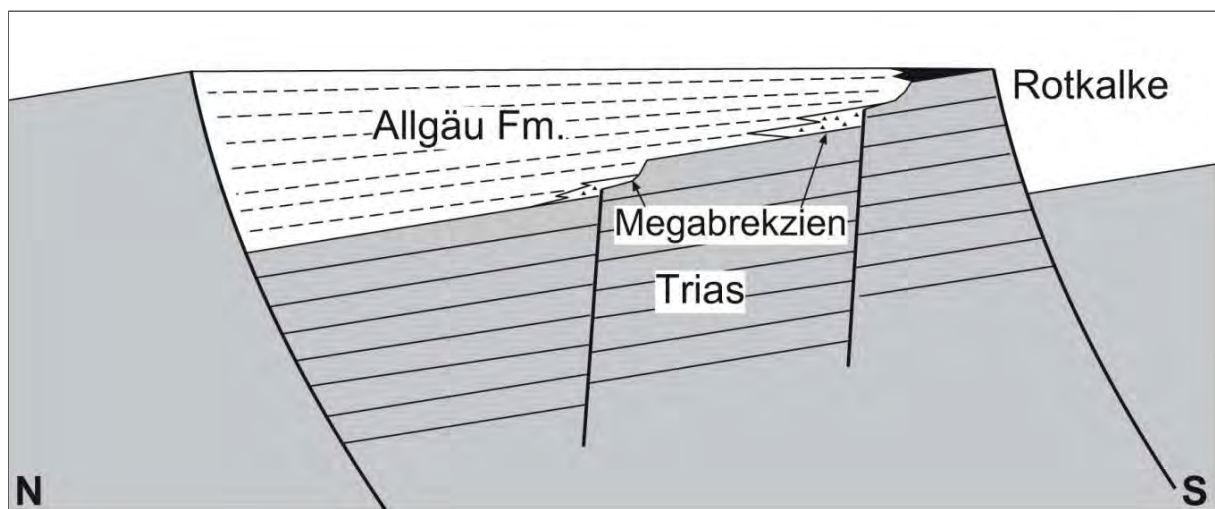


Abbildung 59: Schematischer N-S Schnitt durch den Ablagerungsraum der Allgäu Formation, unmaßstäblich. (aus ORTNER, 2010)

Im Arbeitsgebiet kann beobachtet werden, dass der Prozess der Brekzienbildung zweiphasig abläuft (siehe Abbildung 60). Während einer ersten Phase, zur Zeit der Sedimentation des unteren Teils der Allgäu Formation (ältere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965), werden entlang einer Abschiebung Kössen Formation, Oberrhätalk, Adnet Formation und ein Teil der bereits sedimentierten Allgäu Formation freigelegt und anschließend als Megabrekzie im unteren Teil der Allgäu Formation resedimentiert. Eine Megabrekzie dieser Phase kann westlich der Memminger Hütte beobachtet werden. Etwa zur Zeit der Sedimentation des mittleren Teils der Allgäu Formation (Mittlere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965) wird eine weitere Abschiebung gebildet, die zur Freilegung von Oberem Hauptdolomit führt. Entlang dieses Reliefs kommt es nun zum Herausgleiten von Schichtpaketen, die Kantenlängen von mehreren 100 Metern aufweisen können. Solche

Gleitschollen sind im Bereich des Vorderen Seekopfs (siehe Abbildung 55) und westlich der Seeschartenspitze (siehe Tektonische Karte) zu finden. Nach Norden hin verzahnen die Megabrekzien mit dem oberen Teil der Allgäu Formation (Jüngere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965).

An der Nordwand der Oberlahmsspitze sind konjugierte jurassische Abschiebungen aufgeschlossen, die zu Versätzen von mehreren 10er Metern führen. Da sie vom unteren Teil der Allgäu Formation (Ältere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965) plombiert werden, wird für sie ein unterjurassisches Alter angenommen. Südlich der Torspitze tritt eine weitere Abschiebung (Torspitz – Abschiebung) auf, die von der kretazischen Torspitz – Überschiebung abgeschnitten wird. Somit handelt es sich auch hier um eine jurassische Abschiebung. Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Störungen durchdringt die Torspitz – Abschiebung die Kössen Formation und versetzt auch den Oberen Hauptdolomit. Aus der Profilkonstruktion von Profil 2 ergibt sich ein Versatz von ca. 600 Metern.

Laut JACOBESHAGEN (1965), sowie SARNTHEIN (1962) wird das obere Drittel der Oberlahmsspitze vom unteren Teil der Allgäu Formation (Ältere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965) aufgebaut. BRANDNER (mündl. Mitt. cit. nach GRUBER et al. 2010) erklärt dieses Vorkommen im Hangenden des mittleren Teils der Allgäu Formation (Mittlere Allgäu-Schichten nach JACOBESHAGEN, 1965) durch das Eingleiten großer Schollen infolge der Extensionstektonik. Ähnlich dem zuvor beschriebenen Modell (siehe Abbildung 60) wird auch hier die Bildung von Abschiebungen angenommen, die zur Freilegung der stratigraphischen Abfolge im Liegendblock der Abschiebung bis zum Oberrhätkalk führen. Der mittlere Teil der Allgäu Formation der Hangendscholle wird dabei auf das Niveau der Kössen Formation im Liegendblock gebracht. In weiterer Folge kommt es zunächst zum Eingleiten von Oberrhätkalkschollen, die vom mittleren Teil der Allgäu Formation einsedimentiert werden. Danach gleitet auch der untere Teil der Allgäu Formation als Großscholle ein und wird später vom oberen Teil der Allgäu Formation einsedimentiert. Die größere Mächtigkeit des unteren Teils der Allgäu Formation im Gipfelbereich im Vergleich zu dem im stratigraphischen Verband stehenden, wird durch Brekzienbildung und interne Überschiebungen infolge der Gleitschollenbildung erklärt.

Eigene Beobachtungen am Steig vom Parseiertal zur Memminger Hütte (siehe Abbildung 32 im Kapitel „Stratigraphie“) zeigen, dass sich die Allgäu Formation im oberen Teil des Profils deutlich vom Unteren unterscheidet. Ein Beispiel sind gradierte Lagen, die nur im oberen Abschnitt der Allgäu Formation angetroffen wurden. Aus diesem Grund wird vermutet, dass

es sich im Gipfelbereich der Oberlahmsspitze um den oberen Teil der Allgäu Formation (Jüngere Allgäu-Schichten nach JACOBSHAGEN, 1965) handelt, der sich im stratigraphischen Zusammenhang mit den liegenden Einheiten befindet.

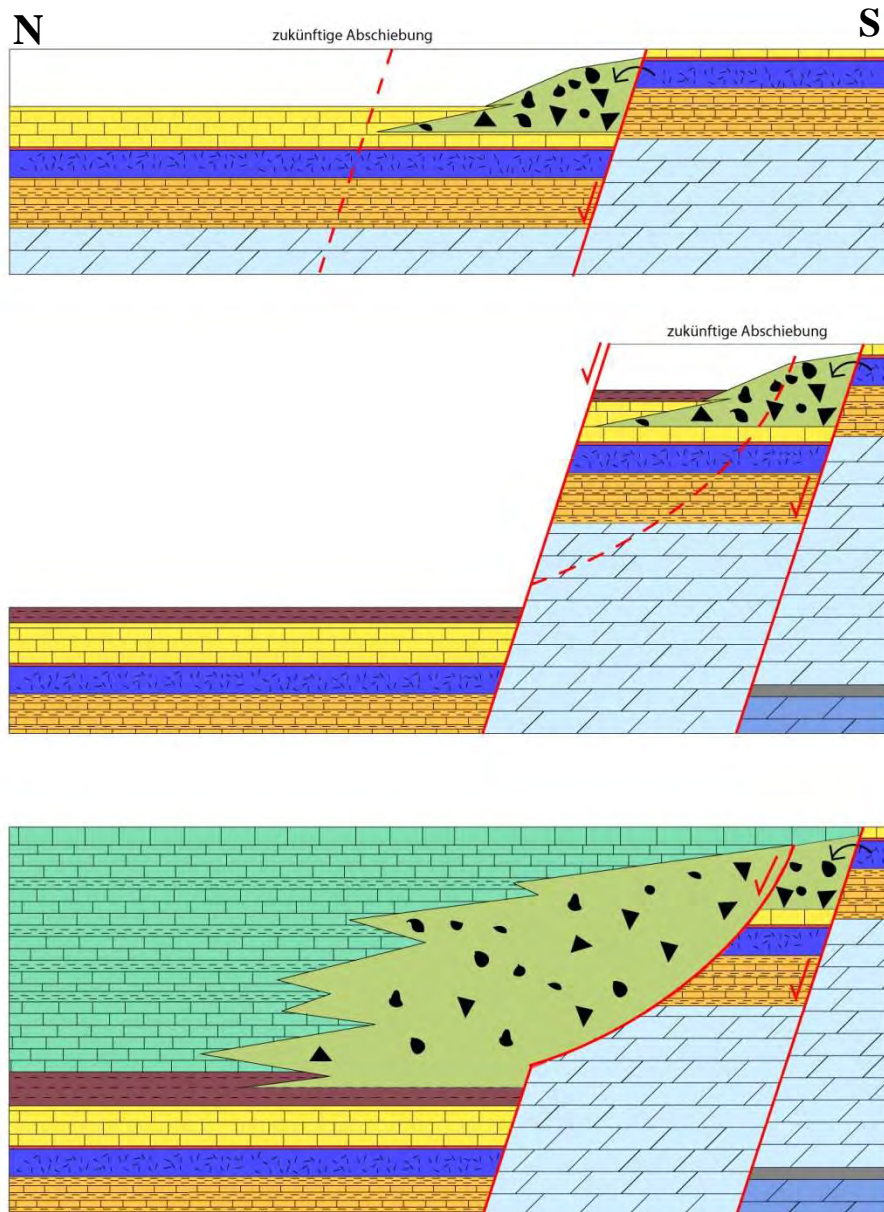


Abbildung 60: Schematisches Modell zur Entstehung der Megabrekzien.

POSTL (2010) konnte im östlich angrenzenden Arbeitsgebiet einen sedimentären Kontakt zwischen Allgäu Formation und Oberem Hauptdolomit beobachten. Dies wird durch die Resedimentation der jüngeren Schichtglieder im hangenden des Hauptdolomits innerhalb der Megabrekzie erklärt (POSTL, 2010, ORTNER, 2010, siehe Abbildung 60).

Der Ablagerungsraum der Allgäu Formation wird nicht nur von Abschiebungen beeinflusst, sondern auch von *Tear faults*, an denen es ebenfalls zur Brekzienbildung kommt (siehe Abbildung 61). Es wird vermutet, dass es sich bei der Kleinbergalm – Störung um eine jurassisch angelegte *Tear fault* handelt. Hier treten primär geringermächtige Brekzienkörper auf, die auch tiefere Bereiche des Oberen Hauptdolomits erfassen.

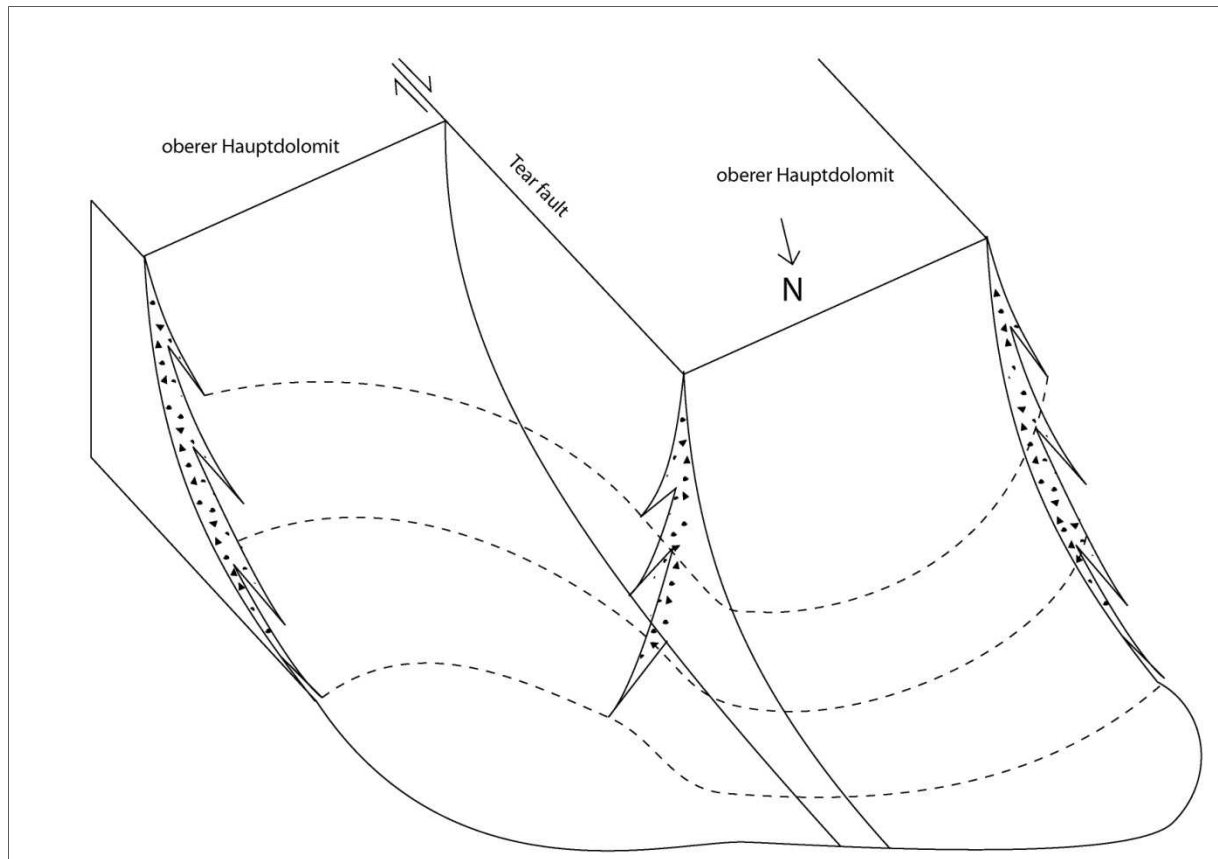


Abbildung 61: Schematische, unmaßstäbliche Darstellung der jurassischen Störungen die zur Bildung der Megabrekzien in der Allgäu Formation führen.

6.2 Strukturelle Entwicklung während der Deckenstapelung

In den zentralen Lechtaler Alpen sollten sich die Lechtaldecke und die Inntaldecke beobachten lassen, im Arbeitsgebiet konnte jedoch keine einzelne, durchgreifende Überschiebungsbahn zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke gefunden werden, vielmehr lassen sich verschiedene Generationen von kretazischen Überschiebungen erkennen.

Im Aptium/Albium kommt es zur Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke (ORTNER, 2003a). Nach dieser Überschiebung können innerhalb der Lechtaldecke

großmaßstäbliche Falten, wie zum Beispiel die Saxerspitz – Antiklinale beobachtet werden. Im Cenomanium (ORTNER, 2003a) erfolgt die Stapelung der Inntaldecke (im Sinne TOLLMANNNS, 1976b) auf die Lechtaldecke infolge der Überschiebung entlang der Torspitz- und der Landschaftseck – Überschiebung. Diese Überschiebungen schneiden den bereits existierenden Faltenbau der Lechtaldecke ab, wie in Abbildung 62 und den Profilen 1,2 und 3 zu erkennen ist.

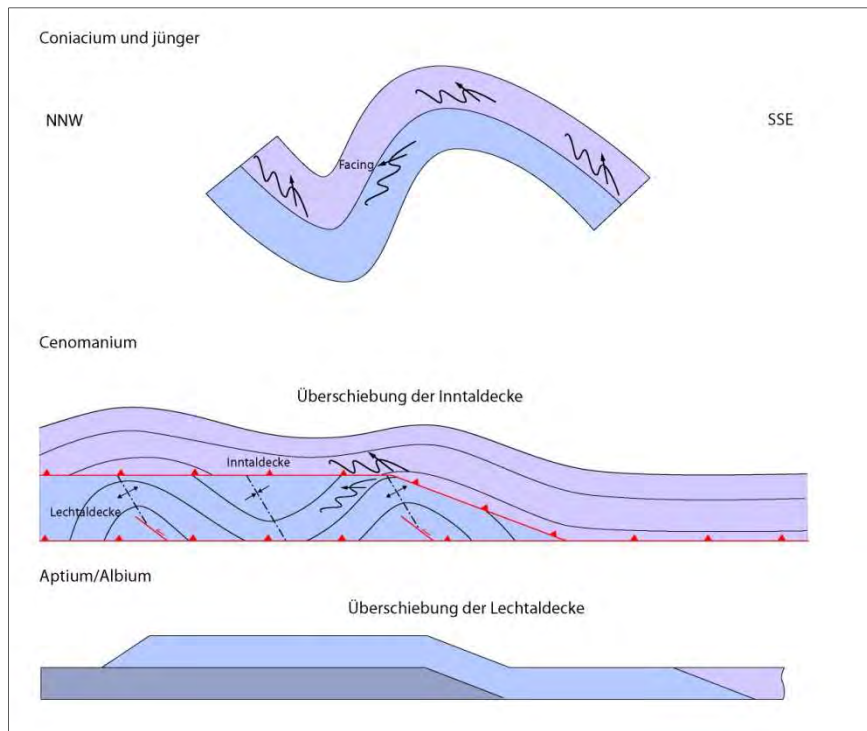


Abbildung 62: Zeitliche Abfolge der Deckenstapelung in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. Die Lechtaldecke ist bereits vor der Überschiebung der Inntaldecke im Cenomanium verfaltet. Im Zuge der Überschiebung der Inntaldecke wird dieser Faltenbau abgeschnitten. Nach der Überschiebung der Inntaldecke kommt es durch ein Tieferlegen des Abscherhorizonts zu einer Änderung der Dimension der entstehenden Falten. (nach ORTNER, 2003a)

Aufgrund dieses prä- existierenden Faltenbaus tritt entlang der Überschiebungsfläche oftmals kein Abscherhorizont auf, wie bei einem klassischen Rampen – Flachbahn Modell (SUPPE, 1983) zu erwarten wäre, sondern es können auch kompetente Einheiten, wie z.B. Hauptdolomit, an die Überschiebungsfläche grenzen. Dieses Phänomen wurde auch in anderen Teilen der Lechtaler Alpen von POSTL (2010) und SOMMER (2010) beschrieben. TOLLMANN (1976b) und MÜLLER-WOLFSKEIL & ZACHER (1984) beobachteten in den Vilsener Alpen ebenfalls Falten, die infolge der Überschiebung der Lechtaldecke trunkiert

werden. Ein möglicher Grund, dass die Deckenstapelung im Arbeitsgebiet und anderen Gebieten der westlichen Nördlichen Kalkalpen (ORTNER, pers. Mitt., 2011) nicht mit einem klassischen Rampen – Flachbahn Modell (SUPPE, 1983) erklärbar ist, könnte das Fehlen eines optimalen Abscherhorizonts in der sedimentären Abfolge sein. Es gibt zwar einige inkompetente Schichtglieder, wie zum Beispiel die Nordalpine Raibl Gruppe, jedoch erfolgt an ihnen keine ausreichende mechanische Entkopplung zwischen den tektonischen Einheiten, sodass es zur Faltenbildung kommt. Welches Modell der Faltenbildung auf die Saxerspitz – Antiklinale zutrifft, ist nicht eindeutig zu klären, BICHLER (2011) zeigt jedoch, dass es neben den in der Literatur bekannten Theorien zur Faltenentstehung, wie zum Beispiel *detachment folding*, *fault propagation folding* und *fault-bend folding* (SUPPE, 1983) noch weitere Mechanismen der Faltenbildung gibt. Er beschreibt eine Falte, die eine ähnliche Geometrie wie eine *detachment fold* hat, sich jedoch im kompetenten Hauptdolomit befindet und an keinen Abscherhorizont gebunden ist. Für die Entstehung der Falte wird ein Modell vorgeschlagen, bei dem die Bewegung nicht an eine einzelne Überschiebung gebunden ist, sondern an mehreren kleinen Überschiebungen erfolgt, für die im Einzelnen der Mechanismus des *fault-bend folding* zutrifft (BICHLER, 2011).

Es konnte festgestellt werden, dass Überschiebungen, wie zum Beispiel die Alblit – Überschiebung, einen geringen Winkel zur Schichtung aufweisen und keinem potentiellen Abscherhorizont folgen (ORTNER, pers. Mitt., 2012). Dieses Verhalten von Störungen ist bisher nicht geklärt und ist eines der Themen in der Dissertation von KILIAN (in Arbeit).

Im Zuge dieser Überschiebungstätigkeit kommt es in beiden tektonischen Einheiten zur Bildung von nordwestvergenten Falten mit Amplituden und Wellenlängen im 100 Meter Maßstab (siehe Abbildung 62). In Profil 3 ist im Gipfelbereich der Leiterspitze und nördlich davon eine Falte dieser Einengungsphase zu erkennen. Die Achsenebene, sowie die liegende Überschiebungsfläche wurden während einer weiteren Deformationsphase, auf die im folgenden Abschnitt eingegangen wird, verfaltet.

6.3 Strukturelle Entwicklung nach der Deckenstapelung

Im Arbeitsgebiet ist zu erkennen, dass Überschiebungen, wie die Torspitz- und die Landschaftseck – Überschiebung bereits bestehende Falten durchschneiden, jedoch nach der

Deckenstapelung gemeinsam mit der liegenden- und hangenden Einheit weiter verfaltet wurden. Falten, wie zum Beispiel die Muttekopf – Synklinale und die Medriol – Aniklinale weisen Amplituden und Wellenlängen im 1000 Meter Maßstab auf. Da diese Faktoren abhängig von der Mächtigkeit des verfalteten Sedimentstapels sind, wird die Entstehung dieser großmaßstäblichen Faltenstrukturen mit dem Tieferlegen des Abscherhorizonts an die Basis der Lechtaldecke erklärt. Im Zuge dieser großmaßstäblichen Faltung werden bereits bestehende, kleinräumige Falten, die während der Deckenüberschiebung entstanden, passiv mitrotiert. Im Nordschenkel der übergeordneten Antiklinalen liegen nun die Falten der ersten Generation als synformale Antiklinalen, bzw. antiformale Synklinalen mit *Facing* nach unten vor, wie zum Beispiel nördlich der Schieferspitze beobachtet werden kann (siehe Abbildung 62 und Abbildung 50).

Im Bereich des Leiterjöchls und südlich der Kleinbergspitze treten subvertikale, NW-SE streichende, dextrale Seitenverschiebungen auf. EISBACHER & BRANDER (1996) beschreiben ähnlich orientierte, dextrale Seitenverschiebungen aus den gesamten Nördlichen Kalkalpen und interpretieren diese als Transferstörungen oder *Tear faults*, die während der Deckenüberschiebung entstanden sind. *Tear faults* bilden sich bei schräger Konvergenz, wenn ein Teil eines Allochtons schneller als der andere überschoben wird (CASAS et al., 2001). Oft begrenzen solche Störungen auch unterschiedlich deformierte Blöcke, zum Beispiel Falten mit unterschiedlicher Wellenlänge (ORTNER, pers. Mitt., 2012)

Die Vileid – Störung durchschneidet im südlich angrenzenden Arbeitsgebiet von POSTL (2010) großmaßstäbliche Falten, wie zum Beispiel die Gebäud – Antiklinale sowie die Vileid – Synklinale. Zudem versetzt sie die Deckengrenze (im Sinne TOLLMANN (1976b) dextral um ca. 1,5 km, endet jedoch weiter nordwestlich westlich der Leiterspitze und durchschneidet die Alblit – Überschiebung nicht. Da *Tear faults* im Liegenden von einer *Detachment – Fläche* begrenzt werden (CASAS et al., 2001, ORTNER, pers. Mitt., 2011) wird vermutet, dass es sich bei der Alblit – Überschiebung um eine *out-of-sequence* Überschiebung handelt, die nach der Stapelung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke aktiv war und als Abscherhorizont während der Aktivität der Vileid – Störung diente. In Profil 2 und 3 ist zu erkennen, dass die Alblit – Überschiebung Faltenstrukturen, wie zum Beispiel die Muttekopf – Synklinale und die Medriol – Antiklinale abschneidet.

Die Kleinbergalm – Störung weist einen ähnlichen Verformungsstil wie die Vileid – Störung auf. Die von POSTL (2010) beschriebene Spießbruten – Synklinale im Osten der Störung kann westlich davon nicht mehr weiterverfolgt werden, während die nördlich folgende

Oberlahmsjöchl – Synklinale nicht abgeschnitten wird. Die Kleinbergalm – Störung wird als reaktivierte, jurassische *Tear fault* interpretiert.

Im Bereich südlich der Bärenscharte grenzt entlang der Starkenbachlinie die Nordalpine Raibl Gruppe im Norden an Lech Formation im Süden. Nach WESTRUP (1970) handelt es sich um eine südgerichtete Überschiebung, auch POSTL (2010) berichtet aus dem Bereich der Silberspitze von *Detachment Folds*, die eine Vergenz nach Süden aufweisen. Da die Deckenstapelung in den Nördlichen Kalkalpen in Richtung NW (EISBACHER & BRANDNER, 1996) und NNW (ORTNER, 2003b) erfolgte, wird die Starkenbachlinie als Rücküberschiebung interpretiert, die zu einer Verdoppelung der Lechtaldecke führt.

Südwestlich der Bärenscharte wird die Starkenbachlinie von der Gießmutter – Seeköpfe Störung abgeschnitten und ca. 2 km sinistral versetzt. Aus den gemessenen Störungsdaten geht hervor, dass die Gießmutter – Seeköpfe Störung leicht verfaltet wurde, was bedeutet, dass auch die Starkenbachlinie leicht verfaltet sein muss. Aufgrund des geringen Ausmaßes der Faltung wird angenommen, dass die Starkenbachlinie größtenteils nach der Bildung der Großfalten aktiv war.

Südlich der Seeschartenspitze und südlich des Schweinrückens treten Zweigstörungen der Gießmutter – Seeköpfe Störung auf. Es handelt sich dabei um Aufschiebungen, die ein flacheres Einfallen als die Schichtung aufweisen. Abhängig von der Topographie kommt es deshalb zur Verkürzung oder Verdickung der Abfolge Oberrhätalkalk – Nordalpine Raibl Gruppe.

6.4 Jüngere Strukturen im Arbeitsgebiet

6.4.1 Medriol Aufschiebung

Die Medriol Aufschiebung bringt im Arbeitsgebiet Mittleren Hauptdolomit im Süden in Kontakt mit Oberem Hauptdolomit im Norden. Aus der Konstruktion von Profil 3 ergibt sich, dass der südliche Teil relativ zum nördlichen um ca. 1300 Meter nach oben versetzt wurde. Im Arbeitsgebiet von POSTL (2010) ist zu erkennen, dass Allgäu Formation der Lechtaldecke auf die Inntaldecke aufgeschoben wurde. Eine ähnliche Situation mit sekundär

aufgeschobener Allgäu Formation auf Oberen Hauptdolomit und Kössen Formation ist auch im Bereich der Memminger Hütte vorzufinden.

Südlich der Kleinbergspitze endet die Medriol – Aufschiebung an der Kleinberg – Abschiebung. Aufgrund der ähnlichen Orientierung der beiden Störungen wird vermutet, dass es sich bei der Kleinberg – Abschiebung um eine Reaktivierung der Medriol – Aufschiebung handelt und sie die westliche Fortsetzung der Medriol – Aufschiebung bildet.

6.4.2 Kleinberg – Abschiebung

Die Kleinberg – Abschiebung ist eine der jüngsten Strukturen im Arbeitsgebiet, da sie alle anderen Störungen die an sie grenzen, wie die Grießmutter – Seeköpfe Störung, die Medriol – Aufschiebung, die Kleinbergalm – Störung, eine jurassische Abschiebung und die Abschiebung am Oberlahmsjoch abschneidet. Östlich der Kleinbergspitze grenzt Bituminöser Hauptdolomit im liegenden der Störung an Kössen Formation im hangenden, weshalb ein Versatz von ca. 500 Metern angenommen wird (POSTL, 2010).

6.4.3 Landschaftseck – Abschiebung

Im Norden des Arbeitsgebiets tritt zwischen der Torspitze und dem Landschaftseck die Landschaftseck – Abschiebung auf. Da die Störungsfläche flacher als die Schichtung einfällt, wird die Kössen Formation südlich des Landschaftsecks von Oberen Hauptdolomit überlagert. Aus dem Kartenbild lässt sich ein Versatz von ca. 470 Meter bestimmen. Im Bereich des Streichgampenjochs wird die Landschaftseck – Überschiebung von dieser Abschiebung abgeschnitten und muss somit älter als diese sein.

Weitere Abschiebungen treten am Oberlahmsjoch und an der Schieferspitze auf.

Im Nordteil des Arbeitsgebietes werden die auftretenden Strukturelemente von einer sinistralen, WSW – ENE streichenden Seitenverschiebung durchschnitten. Am Versatz von älteren Störungen kann ein Versatz von ca. 150 Metern abgelesen werden.

6.5 Zeitliche Abfolge der Deformation

6.5.1 *Jurassische Extensionstektonik*

Im Zuge der Öffnung des Penninischen Ozeans werden die Austroalpinen Einheiten im Hettangium und Sinemurium von Riftprozessen erfasst, die zur Bildung von listrischen Abschiebungen führen (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Der Ablagerungsraum der westlichen Nördlichen Kalkalpen wird dabei von E-W streichenden, listrischen Abschiebungen, die durch *Tear faults* segmentiert werden, in Becken und Schwellen gegliedert (ORTNER et al. 2008, ORTNER 2010). Im Hangendblock der listrischen Abschiebungen kommt es zur Bildung von steil nordfallenden, antithetischen Abschiebungen an denen Megabrekzien sedimentiert werden. Diese Störungsgeometrien werden ebenfalls von EBERLI (1988), FROITZHEIM & MANATSCHAL (1996) und BISCHOF (2010) aus den Austroalpinen- und oberen Penninischen Einheiten der Ostschweiz und des Rätikons beschrieben.

6.5.2 *Kretazische Orogenese*

Ab der Unterkreide werden die Austroalpinen Einheiten infolge der Schließung des Meliata Ozeans von Verkürzung erfasst (FROITZHEIM et al. 1994). In den Nördlichen Kalkalpen kommt es während dieser Deformationsphase von Aptium bis Cenomanium (Trupchun Phase nach FROITZHEIM et al. 1994) zu NW- (EISBACHER & BRANDNER, 1996) bis NNW- (ORTNER, 2003b) gerichteter Deckenstapelung und zur Bildung von Falten mit WSW – ENE streichenden Achsenebenen.

Mit Beginn der Oberkreide setzt die Subduktion des Südpenninischen Ozeans unter den Apulischen Kontinentalrand ein und der Austroalpine Deckenstapel wird über die Penninischen Einheiten überschoben (FROITZHEIM et al. 1996). In dieser Phase kommt es in den westlichen Nördlichen Kalkalpen zum Tieferlegen des Abscherhorizonts, der nun vermutlich innerhalb von penninischen Einheiten aktiv ist. Da nun der gesamte Deckenstapel verfaltet wird, ändert sich die Amplitude und Wellenlänge der entstehenden Falten. Bereits bestehende Strukturen, wie Überschiebungsflächen und kleinräumige Falten, die während der Deckenstapelung entstanden, werden nun großmaßstäblich verfaltet, wobei die Achsenebenen

der großmaßstäblichen Falten ähnlich orientiert sind, wie die der Falten, die während der Deckenstapelung entstanden.

In einer dieser großräumigen Faltenstrukturen, der Muttekopf – Synklinale, ist die synorogene Gosau-Gruppe erhalten, die vom Coniacium bis zum Paleozän (ORTNER, 2001) abgelagert wird. ORTNER (2001) zeigt anhand von progressiven Diskordanzen innerhalb der Gosau-Gruppe, dass diese während der Faltung abgelagert wurde, womit diese Strukturen zeitlich eingeordnet werden können. Da zwischen der Gosau-Gruppe und dem liegenden Hauptdolomit eine Winkeldiskordanz zu finden ist, setzte die Faltenbildung bereits vor der Sedimentation ein. Ca. 60 % der weiteren Auffaltung fanden während der Sedimentation der Gosau-Gruppe statt, ca. 40% danach (ORTNER, pers. Mitt., 2012).

Im Zusammenhang mit einer *out-of-sequence* Überschiebung (Alblit – Überschiebung), kommt es zur Bildung von *Tear faults* (Vileid – Störung und Kleinbergalm – Störung), die ältere Überschiebungen (die Deckengrenze im Sinne TOLLMANN's 1976b) und großräumige Faltenstrukturen abschneiden.

6.5.3 Tertiäre Orogenese

Zwischen dem Paleozän und dem späten Miozän dauert die Subduktion des Penninischen Ozeans weiter an. Dabei werden Einheiten des Briançonnais und des Valais Ozeans an den Austroalpinen Orogenkeil akkregiert, bis schließlich im späten Miozän die apulische- und europäische Platte im späten Miozän kollidieren (ORTNER, 2003b).

Im Arbeitsgebiet werden in dieser Phase mehrere Aufschiebungen, Abschiebungen und Seitenverschiebungen gebildet. Aus Störungsdaten der Gießmutter – Seeköpfe Störung wird interpretiert, dass diese leicht verfaltet ist. Da die Starckenbachlinie von ihr abgeschnitten wird, muss auch sie leicht verfaltet sein. Eine genaue zeitliche Einordnung dieser jungen Störungen kann nicht gemacht werden, da syntektonische Sedimente fehlen. Es können lediglich relative Altersangaben anhand von Überschneidungskriterien gemacht werden.

7 Literaturverzeichnis

7.1 Verwendete Karten

AMPFERER O., HAMMER W. (1932): Geologische Karte – Parseier Sp. Gruppe 1:25.000 – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRAINER K., HAUSER CH., PAVLIK W., PESTAL G., NOWOTNY A., ROCKENSCHAUB M., UCIK F.H. (2004): Geologische Karte Blatt 144 – Landeck 1:50.000 – Geologische Bundesanstalt, Wien.

7.2 Literatur

AMPFERER, O. (1912): Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1912, 197-212, Wien.

BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/5-6, 1-74.

BICHLER, B. (2011): Abscherfalten mit vielen Lagen in spröden Gesteinen. – Unpubl. Bakk. Univ. Innsbruck, 37 p.

BISCHOF, M. (2010): Zur Geologie und Tektonik im südwestlichen Rätikon (Vorarlberg). – Unpubl. Dipl. Univ. Innsbruck, 121 p.

BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W. & CASTELLARIN, A. (1980): The Complex Basins of the Calcareous Alps and Palaeomargins. – Abh. Geol. B.-A. **34**, 287-325.

BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys.-Jb. Geol. B.-A. **126**, 435-475.

BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jber. Mitt. Oberrhein. Verh., N.F. **68**, 67-92.

- CASAS, A.M., GAPAIS, D., NALPAS, T., BESNARD, K., ROMÁN-BERDIEL, T.** (2001): Analogue models of transpressive systems. – *Journal of Structural Geology* **23**, 733-743.
- DIERSCHKE, V.** (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **58**, 1-217.
- DONOFRIO, D. A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W.** (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, Westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **26**, 91-107.
- EBERLI, G.P.** (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland).-*Eclogae geol. Helvetiae* **81/1**, 175-214.
- EISBACHER, G. H., LINZER, H.-G., MEIER, L., POLINSKI, R.** (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helvetiae* **83/3**, 711-725.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R.** (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, western Northern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae geol. Helvetiae* **89/1**, 553-571.
- FABRICIUS, F.H.** (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. – *Internat. sedim. petrogr. series*, **9**, 143 S.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETSCHICK, R.** (1996): Illit-Kristallinität, Vitrinitreflexion und Maturitäts-Modellierungen: tektonische Fallstudien aus der Lechtal- und Silvretta Decke. In: Amann, G., Handler, R., Kurz, W., Steyer, H.P., (Eds), VI. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie. *Facultas Univ.-Verl., Salzburg*, Extended Abstracts, pp. 112-115.
- FROITZHEIM, N & EBERLI, G.P.** (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 1297-1308.

- FROITZHEIM, N., SCHMID, S., CONTI, P.** (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helvetiae* **87/2**, 559-612.
- FROITZHEIM, N., & MANATSCHAL, G.** (1996): Kinematics of Jurassic Rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *Geological Society of America Bulletin*, **108/9**, 1120-1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M.** (1996): Mesozoic paleogeography and timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae geol. Helvetiae* **89/1**, 81-110.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, M.** (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – *Tectonophysics* **280**, 267-293.
- GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R.** (2010): Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck. – Geol. Bundesanstalt, Wien, 200 S.
- HAHN, F.** (1912): Versuch einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. *Verh. Geol. Reichsanst.* 1912, 337-344.
- JACOBESHAGEN, V.** (1965): Die Allgäu – Schichten (Jura – Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein.- *Jb. Geol. B.-A.* **108**, 1-114.
- JERZ, H.** (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica*, **56**, 3-100.
- 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**, 61-77.
- MAY, T., & EISBACHER, G.H.** (1999): Tectonics of the synorogenic „Kreideschiefer basin“, northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae geol. Helv.*, **92**, 307-320.
- MILLER, H.** (1963): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – *Zeitsch. Dt. Geol. Ges.*, **113**, 409-425.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U. (1971): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. In: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Festband des Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck (Ed. by Mostler, H.), pp. 255-308., Innsbruck.

MÜLLER-WOLFSKEIL, P. & ZACHER, W. (1984): Neue Ergebnisse zur Tektonik der Allgäuer und Vilser Alpen. – Geol. Rundsch., **73**, 321-335.

NEUBAUER, F., GENSER, J., HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **92**, 117-134.

ORTNER, H. (2001): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Muttekkopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.) **90**, 727-739.

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**, 63-77.

ORTNER, H. (2003b): Local and far field stress - analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – Geol. Paläont. Mitt. **26**, 109-136.

ORTNER, H., USTASZEWSKI, M. & RITTNER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. Swiss Journal of Geosciences, **101**, Supplement 1, S55-S71.

ORTNER, H. (2010): Exkursion westliche nördliche Kalkalpen. – Unpubl. Exkursionsführer, Univ. Innsbruck, 48 p.

PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlungen und Illit-Kristallinität) – Frankfurter geowiss. Arb., Serie C, Bd. 10, 259p.

POSTL, M. (2010): Geologie und Tektonik in den südlichen Lechtaler Alpen (Tirol) – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Innsbruck.

PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen).

- QUENSTEDT, W.** (1951): Geologische Exkursion in das Achantalgebiet (Tirol). – *Geologica Bavarica*, **6**, 55-64.
- SARNTHEIN, M.** (1962): Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen). – *Jb. Geol. B. A.* **105/2**, 141-172.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R.** (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine Orogen. – *Eclogae Geol. Helvetiae*, **97**, 93-117.
- SOMMER, P.** (2010): Geologie und Tektonik in den süd-östlichen Lechtaler Alpen (Tirol). – Unpubl. Dipl. Univ. Innsbruck, 129 p.
- SPENGLER, E.** (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraums der Decken der Nördlichen Kalkalpen (1. Teil, Westabschnitt). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **96**, 1-64.
- STINGL, V.** (1984): Lagerungsverhältnisse des Permoskyths im Stanzertal, West-Tirol, Österreich. – *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud.*, **30/31**, 117-131.
- STINGL, V.** (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). – *Geol. Rundschau* **76/2**, 647-664.
- SUPPE, J.** (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. – *American Journal of Science*, **283**, 684-721, 24 Abb., New Haven.
- TOLLMANN, A.** (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaus in den westlichen Nordkalkalpen. – *Jb. Geol. B. A.* **114**, 273-360.
- TOLLMANN, A.** (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II, 580 p., Deutike, Wien.
- TOLLMANN, A.** (1976b): Der Bau der nördlichen Kalkalpen. Monographie der nördlichen Kalkalpen, Teil III. Deutike, Wien. 449 p.
- VON EYNATTEN, H.** (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Univ. Mainz, 145 S.
- WESTRUP, J.** (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schann und Imsterau (Tirol) – Unpubl. Diss. Univ. Karlsruhe, 152 p.

WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Paleotectonic Implications. – Jb. Geol. B.-A. (Wien) **131**, 341-389.

8 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Geographische Überblickskarte der Lechtaler Alpen. Das Arbeitsgebiet ist rot umrandet und befindet sich in den zentralen Lechtaler Alpen (AMAP 3D West)....	2
Abbildung 2: Detailkarte des Arbeitsgebiets (rot umrandet) mit den verwendeten Lokalnamen (AMAP 3D West).....	3
Abbildung 3: Ausschnitt der tektonischen Übersichtskarte von Tirol 1:600.000 (BRANDNER, 1980). A = Allgäu Decke, L = Lechtaldecke, I = Inntaldecke. Das Arbeitsgebiet ist rot markiert und befindet sich am Westende der Inntaldecke.....	5
Abbildung 4: Stratigraphisches Säulenprofil der im Arbeitsgebiet auftretenden stratigraphischen Einheiten.....	8
Abbildung 5: Glaukonitische, quarzführende Kalksandsteine. <i>Südlich der Bärenscharte</i>	10
Abbildung 6: Wechselfolge von dm-gebankten, sparitischen Dolomiten mit Einschaltungen von cm-mächtigen Tonschiefern. <i>Südlich der Bärenscharte</i>	11
Abbildung 7: Laminiertes Dolomit der Nordalpinen Raibler Gruppe. <i>Südlich der Bärenscharte</i>	11
Abbildung 8: Brekzie im unteren Teil des Unteren Hauptdolomits. <i>Bärenscharte</i>	14
Abbildung 9: Laminiertes Unterer Hauptdolomit. <i>Wegscharte</i>	14
Abbildung 10: Megalodonten Schalen im Unteren Hauptdolomit. <i>Südlich der Bärenscharte</i>	14
Abbildung 11: Mittlerer Hauptdolomit mit Weißbank. <i>Südlich der Seeschartenspitze</i>	16
Abbildung 12: Bituminöser Hauptdolomit. <i>Kleinbergspitze, Westflanke</i>	18
Abbildung 13: Bituminöser Hauptdolomit. <i>Nördlich der Leiterspitze</i>	18
Abbildung 14: Aufarbeitungsbrekzie im Oberen Hauptdolomit die eine aufrechte Lagerung anzeigt. <i>Östlich der Memminger Hütte</i>	20
Abbildung 15: Rutschfalte im Oberen Hauptdolomit. <i>Kleinbergspitze, Ostwand</i>	20
Abbildung 16: aussparitisiertes Gehäuse einer Turmschnecke. <i>Nördlich des Oberlahmsjochs</i>	21
Abbildung 17: Großonkoide in einem Fallstück. <i>Kleinbergspitze, Ostwand</i>	21
Abbildung 18: Dm-gebankte Kalke in Wechsellagerung mit Tonschiefern, die im Meter – Bereich verfaltet sind. <i>Torspitze, Südwand</i>	22
Abbildung 19: Muschelschill der Kössen Formation. <i>Streichgampenalpe</i>	23
Abbildung 20: Verzahnungsbereich zwischen dunklen Tonschiefern der Kössen Formation und den hellgrau anwitternden, dickbankigen Riffschuttkalken des Oberrhätkalks. <i>Oberlahmsspitze, Nordwand</i>	25
Abbildung 21: Gastropode und Megalodontenschalen im Oberrhätkalk. <i>Hinterer Seekopf, Westwand</i>	25
Abbildung 22: Cm-mächtige Mergelzwischenlagen im Oberrhätkalk. <i>Steig zwischen Unterem- und Mittlerem Seewisee</i>	26
Abbildung 23: Dolomitisiertes Korallenbruchstück im Hangschutt. <i>Kleinbergspitze,</i>	

<i>Westflanke</i>	26
Abbildung 24: Rote Kalke der Adnet Formation. <i>Oberer Seewisee</i>	27
Abbildung 25: Ansicht der Seekopf Westseite. Die Allgäu Formation ist hier als Megabrekzie ausgebildet, die Gleitschollen im 100 Meter Maßstab aus Oberem Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätalk und resedimentierter Allgäu Formation enthält. Im Bereich des Hinteren Seekopfes sind mehrere jurassische Abschiebungen sichtbar, die den Oberrhätalk segmentieren. NRG=Nordalpine Raibl Gruppe, uHd = Unterer Hauptdolomit, oHd = Oberer Hauptdolomit, Kö = Kössen Formation, ORK = Oberrhätalk, ÄAS = Ältere Allgäu-Schichten, MAS = Mittlere Allgäu-Schichten, All. ung. = Allgäu Formation, ungegliedert.....	29
Abbildung 26: Typische Bioturbationsspuren (Chondrites) in einem Fallstück aus den Älteren Allgäu-Schichten. <i>Seekogel, Westwand</i>	31
Abbildung 27: Ältere Allgäu-Schichten, die einen <i>Onlap</i> an eine Abschiebung bilden. Der Oberrhätalk ist in diesem Teil des Arbeitsgebietes von jurassischen Abschiebungen segmentiert. <i>Oberlahmsspitze, Nordwand</i>	31
Abbildung 28 & 29: Mittlere Allgäu-Schichten mit bläulicher Anwitterungsfarbe, die auf Mn-Vererzung hinweist. <i>Vorderer Seekopf, Nordwand</i>	33
Abbildung 30: Brekziöse Bereiche innerhalb der Jüngeren Allgäu-Schichten. <i>Seekogel, Nordseite, am Steig zur Memminger Hütte</i>	35
Abbildung 31: Verfaltete Jüngere Allgäu-Schichten. <i>Nördlich der Memminger Hütte</i>	35
Abbildung 32: Schematisches Profil von Oberrhätalk bis zur Allgäu Formation mit den wichtigsten makroskopisch erkennbaren lithologischen Eigenschaften. Aufgenommen westlich der Oberlahmsspitze am Steig zur Memminger Hütte.....	36
Abbildung 33: Kleinräumige Verfaltung der Lech Formation. <i>Östlich der Schafscharte am Spiehlerweg</i>	40
Abbildung 34: Paläogeographische Rekonstruktion für a) Obertrias, b) Oberjura, c) Oberkreide. G: Genf; W: Wien. aus SCHMID et al., 2004.....	42
Abbildung 35: Palinspastisches Modell der Alpen in der Oberkreide nach SCHMID et al. (1997) aus ORTNER, 2003b. In den Ostalpen kam es infolge von <i>strain partitioning</i> an E-W streichenden Störungen zu unterschiedlichen Überschiebungsrichtungen in den Zentralalpen (CA) und den Nördlichen Kalkalpen (NCA). NP = Nordpenninischer Ozean, SP = Südpenninischer Ozean.....	44
Abbildung 36: Geologische Überblickskarte der Ostalpen aus ORTNER (2003b). Das Arbeitsgebiet befindet sich in den westlichen Nördlichen Kalkalpen und ist rot markiert.....	46
Abbildung 37: Karte mit der Verteilung der Vitrit-Reflexion in den westlichen Nördlichen Kalkalpen aus FERREIRO MÄHLMANN & PETSCHICK (1996). Im Arbeitsgebiet (rot markiert) ist kein signifikanter Unterschied der Wärmege- schichte zwischen liegender und hangender Einheit zu erkennen, erst weiter östlich erfolgt an der Überschiebungsbahn ein sprunghafter Anstieg der Inkohlungswerte in der tektonisch höheren Einheit.....	48
Abbildung 38: Karte und Profil der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im Profil ist die NW- gerichtete Stapelung von Überschiebungseinheiten zu erkennen. (EISBACHER et al., 1990).....	49

Abbildung 39: Ausschnitt der Tektonischen Übersichtskarte der westlichen Nördlichen Kalkalpen aus EISBACHER & BRANDNER (1996).....	50
Abbildung 40: Legende zu den Ansichtsskizzen in diesem Kapitel.....	51
Abbildung 41: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich des oberen Röttals und dem Bereich nördlich der Oberlahmsspitze. Die Faltenachse wurde mit 065/07 ermittelt, die Achsenebene mit 335/89.....	52
Abbildung 42: Ansichtsprofil des Bereichs zwischen Torspitze und Landschaftsspitze. Im nördlichen Bildbereich, unterhalb der Torspitze befindet sich der Nordschenkel der Saxerspitze – Antiklinale (5). Er wird von der Torspitze – Abschiebung (7) durchschnitten, die ihrerseits von der Torspitze – Überschiebung (1) trunkiert wird. Am Grat zwischen Torspitze und Landschaftseck folgt die Landschaftseck – Überschiebung (2), die nördlich des Streichgampenjochs von der Landschaftseck – Abschiebung (3) abgeschnitten wird. Im Gipfelbereich des Landschaftsecks ist die Landschaftseck – Synklinale (6) zu erkennen, die nach unten hin von einer sinistralen Seitenverschiebung versetzt wird. 1 = Torspitze – Überschiebung, 2 = Landschaftseck – Überschiebung, 3 = Landschaftseck – Abschiebung, 4 = Alblitz – Überschiebung, 5 = Nordschenkel der Saxerspitze – Antiklinale, 6 = Landschaftseck – Synklinale, 7 = Torspitze – Abschiebung.....	53
Abbildung 43: Darstellung der Gefügedaten aus dem Bereich der Landschaftsspitze. Die Faltenachse wurde mit 044/39 ermittelt, die Achsenebene mit 118/80.....	55
Abbildung 44: Darstellung von Gefügedaten am Grat südlich des Alblitzjochs. Die Faltenachse wurde mit 261/20 bestimmt, die Achsenebene mit 173/83.....	55
Abbildung 45: Ansichtsprofil von Leiterspitze und Medriolkopf. An der Basis der Leiterspitze westflanke ist das Scharnier der Muttekopfsynklinale (3) zu erkennen, das nach oben hin von einer Störung begrenzt wird. Im Gipfelbereich treten im hangenden dieser Störung kleinräumige Falten mit subhorizontalen Achsenebenen auf. Die Struktur nördlich der Leiterspitze besteht aus einer Antiklinale, deren Südschenkel auf den Nordschenkel aufgeschoben wurde. Im Hangenden der Antiklinale tritt eine weitere Überschiebung auf, die am linken Bildrand zu erkennen ist (2). Im Bereich des Leiterjochs ist die dextrale Vileid – Störung zu erkennen, die die Oberlahmsjöchl – Synklinale abschneidet.....	56
Abbildung 46: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich westlich der Leiterspitze. Die Faltenachse wurde mit 231/27 bestimmt, die Achsenebene mit 157/67.....	57
Abbildung 47: Darstellung von Gefügedaten aus dem Bereich südwestlich der Leiterspitze. Die Faltenachse wurde mit 257/03 ermittelt, die Achsenebene mit 164/83.....	58
Abbildung 48: Ansichtsprofil der Schieferspitze. Im Bereich nördlich der Schieferspitze ist das Umbiegen des Nordschenkels der Medriol – Antiklinale in eine überkippte Lagerung zu erkennen. Innerhalb dieses Faltenschenkels treten untergeordnete Falten mit einem <i>Facing</i> nach unten auf. Nach Norden folgt die Oberlahmsjöchl – Synklinale mit Kössen Formation im Kern. Nach Süden hin wird der Obere Hauptdolomit von der Medriol – Aufschiebung gegen den Mittleren Hauptdolomit begrenzt.....	59
Abbildung 49: Darstellung der Gefügedaten aus dem Gebiet nördlich der Schieferspitze.	

Die Faltenachse wurde mit 056/05 bestimmt, die Achsenebene mit 145/66.....	60
Abbildung 50: Detailaufnahme der Falten nördlich der Schieferspitze. Zu erkennen ist eine synformale Antiklinale als untergeordnete Faltenstruktur innerhalb des Nordschenkels der Medriol – Antiklinale. Foto © Markus Postl.....	61
Abbildung 51: Panorama Ansicht des Gebietes um die Memminger Hütte. Erläuterung zur Abbildung siehe Text. 1 = Alblit – Überschiebung, 2 = Kleinberg – Abschiebung, 3 = jurassische Abschiebung, 4 = Kleinbergalm – Störung, 5 = Oberlahmsjöchl – Abschiebung.....	62
Abbildung 52: Darstellung von Gefügedaten aus dem Gebiet westlich, bzw. nördlich der Oberlahmsspitze und der Westflanke des Hinteren Seekopfs. Die Faltenachse wurde mit 081/21 ermittelt, die Achsenebene mit 164/73.....	65
Abbildung 53: Ansicht der Oberlahmsspitze, die von einer stratigraphischen Abfolge von Oberem Hauptdolomit bis zur Allgäu Formation aufgebaut wird. Gut zu erkennen sind mehrere Abschiebungen, die den Oberrhätalk segmentieren. Die Abschiebungen werden von der Allgäu Formation plombiert. Im Niveau der Mittleren Allgäu-Schichten treten Gleitschollen aus Oberrhätalk auf.....	66
Abbildung 54: Strukturplot mit der Darstellung der Top-SSW bis Top-SE orientierten Abschiebungen an der Oberlahms-Nordwand. Da die Messwerte im Nordschenkel der Freispitz – Synklinale aufgenommen wurden, wurde der Datensatz in die Horizontale rotiert (links). Der unrotierte Datensatz ist rechts abgebildet.....	67
Abbildung 55: Ansichtsprofil der Seeköpfe. Im südlichen Bildbereich ist zu erkennen, dass die Starkenbachlinie von der Gießmutte – Seeköpfe Störung abgeschnitten wird. In Bildmitte tritt eine jurassische Abschiebung auf, die die normale, stratigraphische Abfolge gegen Norden begrenzt. Der Bereich unterhalb des Vorderen Seekopfs ist als Olistholit ausgebildet, in dem Gleitschollen aus Oberen Hauptdolomit, Kössen Formation, Oberrhätalk und resedimentierter Allgäu Formation auftreten. Die Kantenlänge dieser Gleitschollen liegt teilweise im 100 Meter Bereich. 1 = Starkenbachlinie, 2 = Gießmutte – Seeköpfe Störung, 3 = jurassische Abschiebung.....	68
Abbildung 56: Links: Scherbandgefüge in der Kössen Formation. Rechts: Strukturplot mit der Orientierung der Scherflächen und Schieferungsflächen.....	70
Abbildung 57: Strukturplot der Störungsdaten der Gießmutte – Seeköpfe Störung. Die rot dargestellten Flächen stammen aus dem Bereich des Hinteren Seekopfs, die schwarzen aus dem Bereich des Mittleren Seewisees.....	71
Abbildung 58: Ansichtsprofil von Bärenscharte, Hinterem- und Vorderem Seekopf. Die Starkenbachlinie wird unterhalb der Bärenscharte von der Gießmutte – Seeköpfe Störung abgeschnitten. Neben diesen markanten Störungen treten auch untergeordnete Zweigstörungen mit weniger Versatz auf.....	72
Abbildung 59: Schematischer N-S Schnitt durch den Ablagerungsraum der Allgäu Formation, unmaßstäblich. (aus ORTNER, 2010).....	86
Abbildung 60: Schematisches Modell zur Entstehung der Megabrekzien.....	88
Abbildung 61: Schematische, unmaßstäbliche Darstellung der jurassischen Störungen die zur Bildung der Megabrekzien in der Allgäu Formation führen.....	89
Abbildung 62: Zeitliche Abfolge der Deckenstapelung in den westlichen Nördlichen	

Kalkalpen. Die Lechtaldecke ist bereits vor der Überschiebung der Inntaldecke im Cenomanium verfaltet. Im Zuge der Überschiebung der Inntaldecke wird dieser Faltenbau abgeschnitten. Nach der Überschiebung der Inntaldecke kommt es durch ein Tieferlegen des Abscherhorizonts zu einer Änderung der Dimension der entstehenden Falten. (nach ORTNER, 2003a).....90

9 Lebenslauf

Name: Christian Garber

Geburtsdatum: 30.12.1984

Geburtsort: Füssen/Deutschland

Staatsangehörigkeit: Österreich

Familienstand: Ledig

Schulbildung:

1991 – 1995 Volksschule Lechaschau

1995 - 2003 Bundesrealgymnasium Reutte, Matura im Juni 2003

Zivildienst:

2003 - 2004 Sanitäter beim Roten Kreuz in Reutte

Universitätsstudium:

2004 – 2012 Diplomstudium Geologie an der Leopold-Franzens-Universität
Innsbruck

Ferialjobs und Praktika:

Sommer 2002 Plansee Metall GmbH, Reutte: Abteilung Materialprüfung

Sommer 2003 Plansee Metall GmbH, Reutte: Abteilung Materialprüfung

Sommer 2005 Plansee Metall GmbH, Reutte: Abteilung Reduktion

Sommer 2006 Ceratizit Austria GmbH: Abteilung Sinterei

Sommer 2007 Ceratizit Austria GmbH: Abteilung Sinterei

Sommer 2010 Praktikum in der Geologischen Stelle des Forsttechnischen Dienstes für
Wildbach- und Lawinenverbauung

Universitäre Aktivitäten

2009 - 2012 Diplomarbeit in den zentralen Lechtaler Alpen (Tirol) –
strukturgeologische Kartierung und Auswertung

Sommer 2010 Tutor bei den Kartierungsübungen in Maurach am Achensee
(Karwendel und Rofan)

Sommer 2011 Tutor bei den Kartierungsübungen in Bezau (Bregenzerwald)

April 2012 Einreichung der Diplomarbeit: Geologie und Tektonik in den zentralen
Lechtaler Alpen (Tirol)

Sonstiges:

Computerkenntnisse: MS Office (Word, Excel, PowerPoint)

ESRI ArcGis

Adobe CS4 (Illustrator, Photoshop)

Tectonics FP

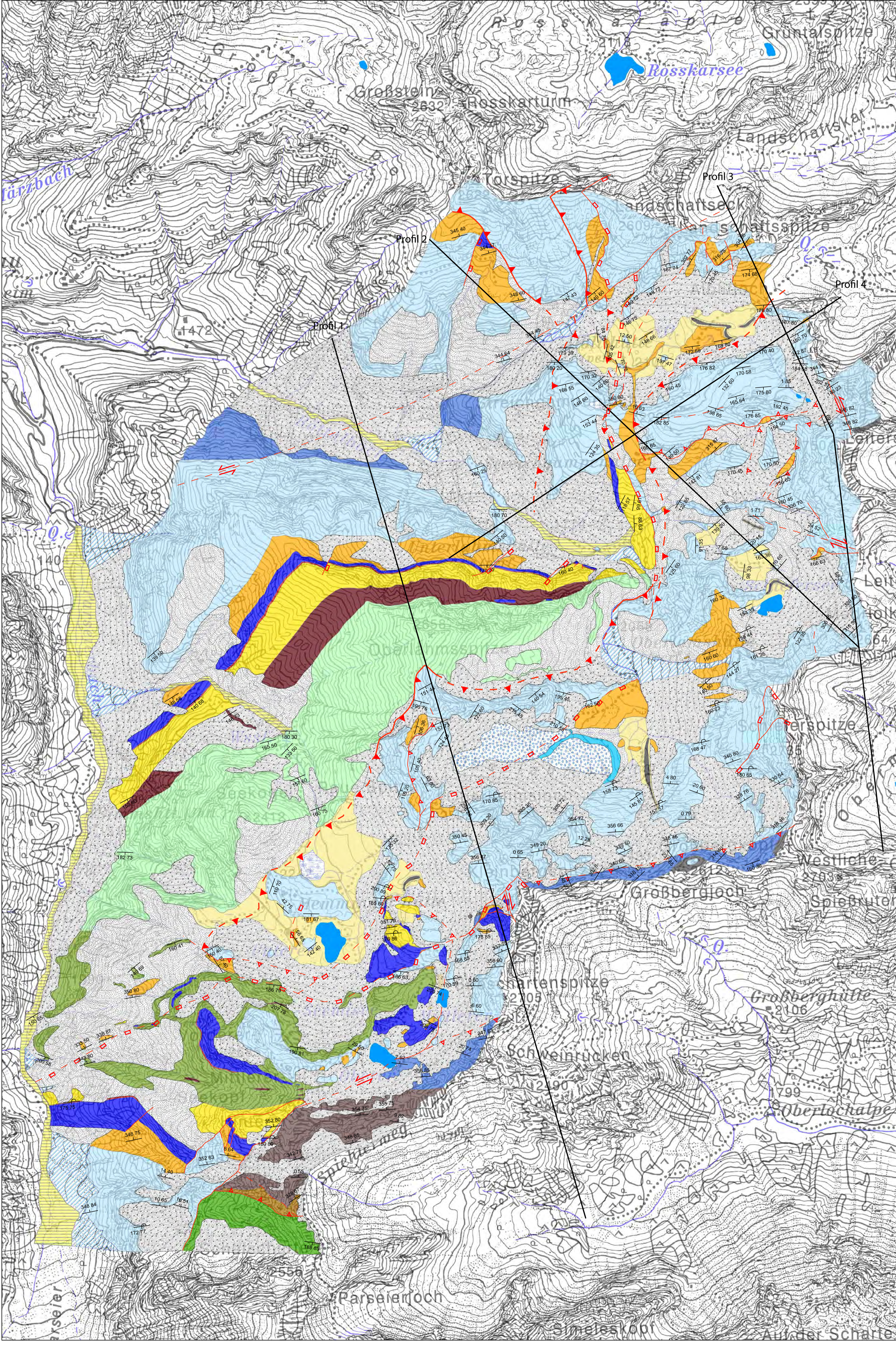
Internet (Online Recherche)

Sprachkenntnisse: Deutsch

Englisch

Französisch (Grundkenntnisse)

Sonstiges: Führerschein A, B



Legende

Tektonik

- Überschiebung 1. Ordnung
- Überschiebung 1. Ordnung, vermutet
- Aufschiebung
- Aufschiebung, vermutet
- Abschiebung
- Abschiebung, vermutet
- Störung
- Störung, vermutet
- Profilsur
- aufrechte Schichtung
- inverse Schichtung

Quartär

- Vernässung
- Moräne
- Schwemmfächer
- Alluvium
- Hangschutt
- Blockgletscher
- Blockgletscherwall
- Sturztalus
- Moränenwall

Lithologien

- Lech Fm.
- Ammergau Fm.
- Ruhpolder Radiolarit
- Jüngere Allgäu-Schichten (nach JACOBSHAGEN, 1965)
- Mittlere Allgäu-Schichten (nach JACOBSHAGEN, 1965)
- Ältere Allgäu-Schichten (nach JACOBSHAGEN, 1965)
- Allgäu Fm. ungegliedert
- Adnet Fm.
- Oberrhätkalk
- Kössen Fm.
- Oberer Hauptdolomit
- Bituminöser Hauptdolomit
- Mittlerer Hauptdolomit
- Unterer Hauptdolomit
- Nordalpine Raibl Gruppe

Topographische Grundlage: OK 1:50.000, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Geländeaufnahmen wurden im Sommer 2009, 2010 und 2011 von Christian Garber durchgeführt.

Geologie und Tektonik
in den zentralen Lechtaler Alpen (Tirol)

Geologische Karte

Christian Garber

Institut für Geologie und Paläontologie,
Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften



Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck



1:10.000

