

**Tektonische Entwicklungsgeschichte des  
Südteiles der Nördlichen Kalkalpen  
entlang der TRANSALP-Tiefenseismik  
anhand bilanzierter Profile**

Diplomarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades

Magister rerum naturalium

an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

eingereicht von

Andreas Töchterle

Innsbruck, im Februar 2005

## **Danksagung**

Folgenden Personen und Institutionen möchte ich für ihre Unterstützung meiner Arbeit herzlich danken:

meinen Eltern, die mir das Studium durch eine entsprechende Schulausbildung und finanzielle Unterstützung ermöglicht haben

Herrn Univ.-Prof. Dr. Hugo Ortner für die ausgezeichnete und zeitintensive Betreuung dieser Diplomarbeit

Herrn Univ.-Doz. Dr. Werner Resch und Frau Mag. Petra Nittel für ihre Mithilfe bei der paläontologischen Auswertung der Dünnschliffe

den Österreichischen Bundesforsten für die Benützung der Forstwege

# Inhaltsverzeichnis

	Seite	
<b>1.</b>	<b>Einführung</b>	<b>3</b>
1.1	Thematik	3
1.2	Geographischer Überblick	3
1.3	Geologischer Überblick	4
1.4	Arbeitsmethoden	4
<b>2.</b>	<b>Stratigraphie</b>	<b>7</b>
2.1	Trias	7
2.1.1	Wettersteinkalk	7
2.1.2	Raibl-Gruppe	8
2.1.3	Hauptdolomit-Gruppe	9
2.1.4	Plattenkalk	12
2.1.5	Kössen-Formation	14
2.1.6	Steinplattekalk-Formation	16
2.2	Jura	18
2.2.1	Hierlatzkalk	18
2.2.2	Adnet-Gruppe	20
2.2.3	Oberseebreccie (liassischer Anteil)	22
2.2.4	Scheibelberg-Formation	24
2.2.5	Vilser Kalk	25
2.2.6	Klauskalk	26
2.2.7	Chiemgauer Schichten	28
2.2.8	Ruhpolding-Formation	29
2.2.9	Tauglboden-Breccie	31
2.2.10	Ammergauer Schichten und eingeschaltete Oberalmer Schichten	33
2.3	Kreide	36
2.3.1	Schrambach Schichten	36
2.3.2	Thiersee Schichten	37
2.3.3	Gosau-Gruppe	39
2.4	Quartär	45

3	Tektonik	46
3.1	Stand der tektonischen Forschung	46
3.2	Die strukturgeologische Situation im Arbeitsgebiet	47
3.2.1	Überblick	47
3.2.2	Die Guffert-Pendling-Antiklinale	49
3.2.3	Die Zöttbachalm-Gosau in struktureller Hinsicht	50
3.2.4	Die Schmaleggalm-Struktur	52
3.2.5	Die Thiersee-Mulde	55
3.3	Die TRANSALP Tiefenseismik	58
3.3.1	Technische Daten	58
3.3.2	Das seismische Profil in einer Übersicht	58
3.3.3	Die Seismik im Arbeitsgebiet	58
4.	Tektonische Entwicklungsgeschichte	61
4.1	Obertrias	61
4.2	Jura	62
4.2.1	Grobklastische Sedimente in der Juraabfolge	62
4.2.2	Unter- und Mitteljura	64
4.2.3	Oberjura	66
4.2.4	Die jurassische Faziesentwicklung im regionalen Kontext	68
4.2.4.1	Die Fortsetzung der bruchtektonischen Strukturen in der Tiefe	68
4.2.4.2	Der Jura in benachbarten Bereichen	69
4.2.4.3	Schlussfolgerungen	71
4.3	Kreide	72
4.3.1	Unterkreide	72
4.3.2	Oberkreide	74
4.3.2.1	Die eoalpidische Deformation	74
4.3.2.2	Die weitere Entwicklung in der Oberkreide	77
4.4	Tertiär	77
5.	Zusammenfassung	81
6.	Literaturverzeichnis	83
7.	Anhang: Profilkorrelation	91



# 1. Einführung

## 1.1 Thematik

Inhalt dieser Arbeit ist die geologische Interpretation eines Teilabschnittes der TRANSALP Tiefenseismik – einem seismischen Profil durch die gesamten Ostalpen zwischen München und Venedig. Für den Südteil der Nördlichen Kalkalpen wird entlang des seismischen Profils ein bilanzierter, geologischer Tiefenschnitt konstruiert und dessen Entstehungsgeschichte, von der Ablagerung der Gesteine bis zur Gebirgsbildung, herausgearbeitet.

## 1.2 Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt im hinteren Brandenbertal, welches gegenüber dem Zillertal ins Inntal mündet. Es erstreckt sich von hier nach N in die Kalkalpen und schafft einen Übergang durch diese nach Schliersee. Es durchtrennt dabei mehrere E-W verlaufende Gebirgszüge, die sich stark an der geologischen Vorzeichnung orientieren. Der Großteil des Gebietes ist glazial überprägt und weist eine abgerundete, hügelige Oberfläche auf, die für Forst- und Almwirtschaft genützt wird. Schroffe, felsige Formen bilden einige tief einerodierte Talabschnitte und Seitentäler des Brandenbertales, wie die Kaiserklamm oder das Ellbachtal und die wenigen, vom eiszeitlichen Talgletscher nicht erreichten Gipfelregionen, wie der Guffert.

Die Grenzen des Arbeitsgebietes bilden im N die österreichische Staatsgrenze, im E die Ackernalm, im S das Kaiserhaus und im W die Baumbachalm.

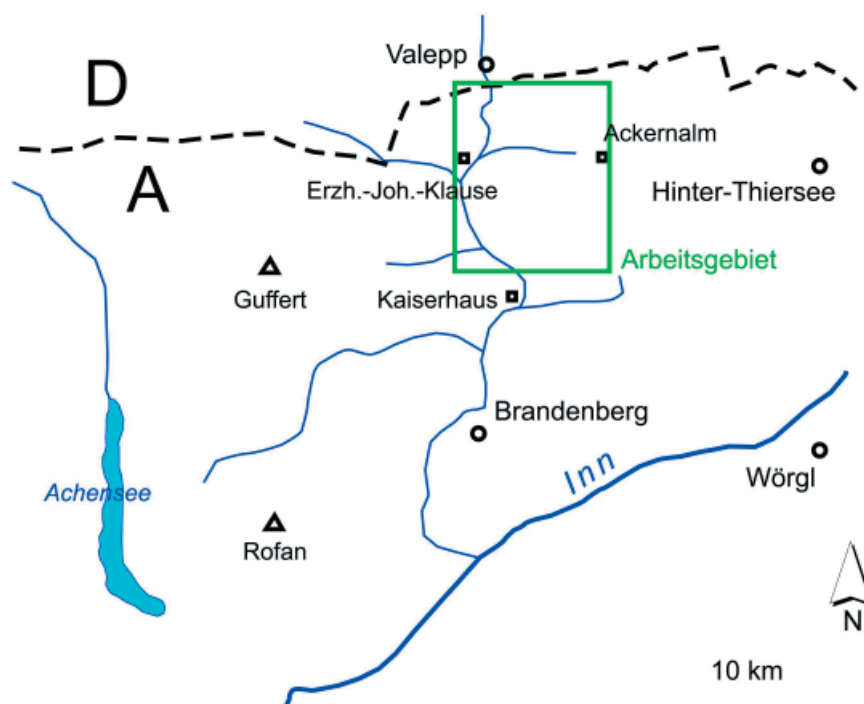


Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes

### 1.3 Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt in der Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen. Diese bestehen aus einer Abfolge permischer bis eozäner Sedimente, die im Zuge der alpidischen Orogenese großteils von ihrem Untergrund abgeschert und in Decken zergliedert, auf die ihr vorgelagerten Bereiche überschoben wurde (BACHMANN & MÜLLER 1981: 21). Die Nördlichen Kalkalpen bilden das höchste tektonische Stockwerk des ostalpinen Deckenstapels und sind bis auf ihren südlichen Rand kaum metamorph überprägt. Die nördlich vorgelagerten, überschobenen Zonen sind von S nach N der Rhenodanubische Flysch, Schuppen des helvetischen Schelfs und die Molasse. Im Süden wird das Kalkalpin seinerseits von seinem ursprünglichen Basement – der Grauwackenzone – überfahren, wie dies erstmals die Tiefenseismik zeigt (LUESCHEN et al. 2002: 13).

Die zahlreichen Teildecken, in die sich die Nördlichen Kalkalpen intern gliedern, lassen sich zu drei Großeinheiten zusammenfassen. Diese sind vom Liegenden zum Hangenden das Bajuvarikum, das Tirolikum und das Juvavikum. Die Lechtal-Decke, die den größten Teil der westlichen Nördlichen Kalkalpen aufbaut, wird zum Hochbajuvarikum gerechnet. Sie lagert tektonisch auf dem nördlich ausstreichenden Tiefbajuvarikum, das hier von Allgäu-Decke und die Cenoman-Randschuppe aufgebaut wird und trägt ihrerseits in ihrem zentralen südlichen Bereich höhere Deckeneinheiten in Form der Karwendel-Schuppenzone, der Inntaldecke und der Krabachjochdecke (TOLLMANN 1985: 115 ff).

### 1.4 Arbeitsmethoden

Die Grundlage dieser Arbeit ist eine geologische Kartierung des Untersuchungsgebietes im Maßstab 1:10 000, in deren Verlauf die allgemein üblichen strukturgeologischen und sedimentologischen Daten aufgenommen wurden. Aus Proben der angetroffenen Gesteine wurden Dünnschliffe zur Bearbeitung unter dem Mikroskop angefertigt. Die Auswertung der strukturgeologischen Daten erfolgte mit dem Computerprogramm TectonicsFP und über die Konstruktion bilanzierter Profile.

Insgesamt werden fünf bilanzierte Profile vorgestellt, welche die Deformationsgeschichte von zwei Gebirgsquerschnitten entlang der TRANSALP-Tiefenseismik nachzeichnen sollen. Zu diesem Zweck werden die verschiedenen Entwicklungsstadien desselben Querschnittes zu verschiedenen Zeitpunkten der geologischen Zeitrechnung gezeigt. Zum einen wird über drei Darstellungen im Maßstab 1:100 000 der gesamte Schichtenstapel der Lechtaldecke erfasst und zum anderen mit zwei Profilen durch die Zöttbachalm-Gosau ein Ausschnitt daraus im Maßstab 1:10 000.

Die großmaßstäblichen Profile zeigen die Ausbildung des Gebirges am Ende der Unterkreide, in der Oberkreide und heute und die Detailprofile einen Schnitt durch das angesprochene Gosauvorkommen in der Oberkreide und heute. Alle Profile sind in N-

S-Richtung aufgetragen und damit parallel zur TRANSALP-Tiefenseismik. Dies scheint durchaus gerechtfertigt, da alle Großstrukturen mehr oder weniger E-W streichen.

Als Faltenkinematik wird für einen Großteil der Falten Biegegleitfaltung angenommen und die Konstruktion dieser Falten mittels der Regel der Achsenwinkel (= Kink Methode) durchgeführt (EISBACHER 1996: 132). Dabei halbiert die Achsenebene den Öffnungswinkel zweier Schenkel, die immer als gerade Segmente konstruiert werden. Treffen zwei Achsenflächen aufeinander, so wird eine neue Achsenfläche konstruiert, welche wiederum die Halbierende des Öffnungswinkels der zwei verbleibenden Schenkel bildet. Der große Vorteil dieser Methode ist die gute Bilanzierbarkeit der so konstruierten Strukturen durch die leicht messbaren Geometrien. Nicht angewendet wird diese Konstruktionsmethode, die nur für Parallelfalten zulässig ist, im Südschenkel der Thiersee-Mulde, wo im Gelände tektonische Ausdünnung festgestellt werden konnte. Faltenmodelle mit vordefinierten Geometrien beziehungsweise Geometrie-Verhältnissen, namentlich *fault-bend-fold*, *fault-propagation-fold* und *detachment-fold*, dienen bei den großmaßstäblichen Profilschnitten nicht als Konstruktionsgrundlage (quantitativ), werden aber zur qualitativen Beschreibung der Strukturen herangezogen.

Die verschiedenen Verfaltungen im Profilschnitt durch die Zöttbachalm-Gosau werden großteils nach den Faltenmodellen von SUPPE (1983) erstellt. Es handelt sich dabei um verschiedene Typen von *fault-bend-folds* (einfache und überlagerte Verfaltungen über Rampen) und um Verfaltungen von Winkeldiskordanzen. Die nördlichste der Überschiebungen wurde aufgrund der Lagerungsverhältnisse an der Oberfläche als *transported-detachment-fold* nach McCLAY (1992) konstruiert.

Die Geometrien der Falten werden allerdings nicht rechnerisch, sondern graphisch ermittelt. Die Form der einfachen Rampenfalten ergibt sich bei feststehender Rampengeometrie – die Rampen reißen nach oben durch, es gibt keine obere Flachbahn – über das Auftragen der Schichtmächtigkeiten und der Abrisspunkte in Hangend- und Liegendscholle.

Bei überlagerten Verfaltungen oder Verfaltung von Winkeldiskordanzen muss zuerst entschieden werden, in welchen Schenkeln der unterlagernden Falte im Zuge der Biegegleitfaltung schichtparallele Scherung zu erwarten ist und wie sich die Achsenebene bezogen auf die Schenkel entwickelt. (Bei Falten über Rampen kommt es immer nur in einem Schenkel zu Scherung – in diesem einfachen Fall einer durchreißenden Rampe nur im geneigten Schenkel.) Ist dies geklärt, so kann die Position eines jeden beliebigen Punktes der unterlagernden Falte vor und nach der Faltung konstruiert werden. Bei „beidschenklicher“ Scherung wird der Punkt einmal rechtwinklig zur Achsenebene (vor der Faltung) und einmal im halben Öffnungswinkel (der Falte) zur Achsenebene (nach der Faltung) mit konstantem Abstand zum Scharnier aufgetragen. Bei „einschenklicher“ Scherung wird der Punkt einmal in Verlängerung des undeformierten Schenkels (vor der Faltung) und einmal im ganzen Öffnungswinkel der Falte vom undeformierten Schenkel aus mit konstantem Abstand zum Scharnier aufgetragen. Über die Konstruktion von mehreren Punkten kann damit der Verlauf eines linearen Elementes – im vorliegenden

Fall einer Winkeldiskordanz oder einer Störung im Profilschnitt – vor und nach der Faltung ermittelt werden.

Wenn an den Inhomogenitätsflächen eine Winkeldiskordanz vorliegt (auch bei einer Störung), so wird die Achsenebene an dieser Fläche gebrochen. Die Orientierung der oberen Achsenebene ergibt sich dann aus der Regel der Achsenwinkel (siehe oben).

Die Bedingungen, die der Bilanzierung zugrundegelegt werden, können wie folgt zusammengefasst werden:

- konstante Flächeninhalte der Querschnitte zwischen den Pin-Linien, zwischen den Störungen und soweit möglich auch zwischen den Faltenscharnieren
- konstante Schichtlängen für dieselben Abschnitte – mit Ausnahme des Südschenkels der Thiersee-Mulde, welcher aufgrund einfacher Scherung nur die vorhergehende Bedingung erfüllt
- Faltenscharniere bilden die Winkelhalbierende zwischen zwei Schenkeln – Daraus ergibt sich auch die Brechung von Faltenscharnieren an Winkeldiskordanz an der Basis der Gosau.

Für die Konstruktion der großmaßstäblichen Profile wurde das der heutigen Situation nach den Oberflächendaten aus der Kartierung und den seismischen Daten erstellt und ständig auf seine Rückführbarkeit in das undeformierte Stadium überprüft, womit das palinspastische Profil parallel dazu entstand. In einem weiteren Schritt wurde dann vor allem mit Daten, die sich aus den Gosasedimenten ergaben, das Deformationsstadium zwischen kretazischer und tertiärer Orogenese rekonstruiert, wobei auch dieses Profil die oben angeführten Bedingungen erfüllen sollte.

Dieser Geschichte der alpidischen Orogenese wurde noch eine aus demselben Datensatz rekonstruierte Geschichte der Ablagerungsbedingungen der entsprechenden Gesteine in diesem Raum vorangestellt. Erwähnt sei in diesem Zusammenhang, dass alle angeführten Himmelsrichtungen – also auch jene, welche eine paläogeografische Situation beschreiben – gemäß ihrer Orientierung im heutigen geografischen Koordinatensystem angegeben werden und damit großräumige Rotationen, die sich im Untersuchungsgebiet nicht durch relative Verschiebungen manifestieren, nicht berücksichtigt werden.

## 2. Stratigraphie

### 2.1 Trias

#### 2.1.1 Wettersteinkalk

##### **Begriffsprägung**

GÜMBEL (1861: 221)

##### **Allgemeines**

Als Wettersteinkalk wird die Rifffazies der nordalpinen Mitteltrias im weitesten Sinne bezeichnet. Diese Rifffazies lässt sich in vier weitere Faziesbereiche – Riffhang, Riff, riffnahe Lagune, rifferne Lagune – unterteilen. Die Faziesbereiche bilden entsprechend der Waltherschen Faziesregel eine horizontale, sowie eine vertikale Abfolge, wobei der Riffschutt am Hang vom Riff und dieses wiederum von der Lagune überlagert wird (OTT 1972: 254 ff).

##### **Beschreibung**

Der Wettersteinkalk besteht im Untersuchungsgebiet aus deutlich dm- bis m-gebankten, weißen bis hellgelben Kalken, welche häufig laminare Fenstergefüge aufweisen. Das Gestein trägt damit Merkmale der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes und ist in dessen oberen Bereich einzuordnen (OTT 1972: 255 ff). Da die Kartierung nur einen schmalen Streifen im Grenzbereich zur Raibl-Gruppe parallel zum Streichen erfasst, erscheint dieser lithologische Befund auch kartenmaßstäblich sinnvoll.

##### **Zeitliche Erstreckung**

oberstes Illyr – Cordevol (OTT 1972: 261)

##### **Mächtigkeit**

Frühere Bearbeiter (NAGL 1975, SAUSGRUBER 1994, THÖNY 2003) geben diese mit 800 bis 1000 m für den Bereich an. Da der Kontakt zur stratigraphischen Unterlage des Wettersteinkalkes aber weder im Arbeitsgebiet noch in dessen näherer Umgebung aufgeschlossen ist, lässt sich nur dessen Mindestmächtigkeit mit einiger Sicherheit ermitteln: Aus dem Querprofil ergibt sich in der Guffert-Pendling-Antiklinale hierfür ein Wert von ca. 1300 m.

## 2.1.2 Raibl-Gruppe

### Begriffsprägung

Der Begriff Raibler Schichten wurde in den Südalpen von FOETTERLE (1856: 373) geprägt und von RICHTHOFEN (1859: 101 ff) auf die karnische, siliziklastisch beeinflusste Schichtgruppe der Nördlichen Kalkalpen übertragen.

### Allgemeines

Die Raibl-Gr. ist charakterisiert durch den starken siliziklastischen Eintrag, der meist einen deutlichen Kontrast zur oft reinen Karbonatsedimentation angrenzender Schichtglieder – wie in diesem Fall Wettersteinkalk und Hauptdolomit – bildet. Die Siliziklastika – Schiefertone und Sandsteine – wechseln mit Kalken, Dolomiten, Evaporiten und Rauhacken (TOLLMANN 1976: 161).

### Beschreibung

Das Einsetzen der Raibl-Gr. wird durch einen scharfen lithologischen Wechsel von den reinen Kalken der Wettersteinkalk Fm. zu siliziklastischen Sedimenten des unteren Abschnittes markiert. Es handelt sich dabei um Schiefertone, Siltsteine und Feinsandsteine. Charakteristisch für die meist schwarzen Schiefertone ist die schon mit freiem Auge erkennbare Glimmerführung und der geringe Karbonatgehalt. Auch inkohlte Pflanzenreste sind häufig anzutreffen.

Im Bereich der Plattentalalm im W des Arbeitsgebiets folgen über den klastischen Sedimenten dunkelgraue, uneben gebankte Kalke, worin Onkoide bereichsweise gesteinsbildend auftreten (Abb. 2). Dieses Gestein wird nach der onkoidbildenden Alge *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ auch als Sphaerocodienkalk bezeichnet (JERZ 1966: 52 ff). Oolithische Lagen und das Auftreten von Codiaceen sprechen für eine Bildung dieser Kalke in geringer Wassertiefe.

### Zeitliche Erstreckung

Jul – Tuval (TOLLMANN 1976: 161)

### Mächtigkeit

Im Untersuchungsgebiet erreicht die Raibl-Gr. maximale Mächtigkeiten von ca. 30 m. Der Grund für die starke Abweichung zu der von JERZ (1966: 81) für diesen Bereich angegebenen regionalen Mächtigkeit der Raibler Schichten von 100 bis 200 m liegt vermutlich in einem tektonischen Zuschnitt dieses Schichtgliedes (siehe Pkt. 4.2.4.1).

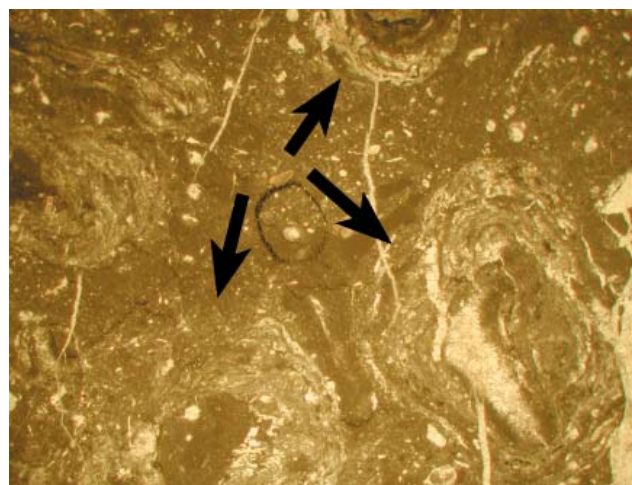


Abb. XXX: Sphaerocodienkalk mit den namensgebenden Onkoiden (Pfeile) im Dünnschliff (Bildbreite: 23 mm)



### 2.1.3 Hauptdolomit-Gruppe

#### Begriffsprägung

GÜMBEL (1857: 148)

#### Allgemeines

Der Hauptdolomit ist in den Nördlichen Kalkalpen ein sehr weit verbreitetes und im Westen auch gipfelbildendes Gestein. Er stellt Ablagerungen in einer weit ausgedehnten Lagune hinter dem südöstlich daran anschließenden Dachsteinkalkkriff dar (ZANKL 1967: 128 ff). Eine Gliederung des Hauptdolomites führte MÜLLER – JUNGBLUTH (1970: 278 ff) in den Lechtaler Alpen durch: Er unterscheidet einen Unteren, einen Mittleren und einen Oberen Hauptdolomit, wobei zwischen den zwei letzteren der bituminöse Hauptdolomit – die Seefelder Schichten – eingeschaltet ist. Als Bildungsmilieu gibt er eine seichte Lagune mit ständig wechselnden sub- bis supratidalen Ablagerungsbedingungen an, wobei das Supratidal im Hauptdolomit eine vorherrschende Stellung einnimmt. DONOFRIO et. al. (2003) übernehmen diese Gliederung und schlagen dafür (vom älteren zum jüngeren) die Formationsbegriffe Schlossbach-Fm., Freiung-Fm., Seefeld-Fm. und Dachsteindolomit vor und fassen diese als Hauptdolomit-Gruppe zusammen. Die Typlokalitäten der Formationen liegen in der Inntaldecke (Tirolikum) in einem 2700 m mächtigen Hauptdolomitprofil bei Seefeld. DONOFRIO et. al. (2003) beschreiben in der sedimentären Abfolge der Gruppe ein hierarchisch aufgebautes System von Zyklen, das sich sequenzstratigraphisch interpretieren lässt. So lässt sich die Gliederung in vier Formationen zwei Supersequenzen zuordnen, die mit verstärkter tektonischer Subsidenz an der Basis der Schlossbach-Fm. und Seefeld-Fm. definiert sind. Die Verflachung des Sedimentationsraumes führt schließlich zur Bildung von Freiung-Fm. und Dachsteindolomit. Dieser Übergang erfolgt über mehrere Zyklotheme, weshalb eine scharfe Abgrenzung der Einheiten nicht möglich ist.

#### Beschreibung

Die Hauptmasse der Gruppe besteht aus meist deutlich dm- bis 1/2m gebankten, beigen, z.T. bituminösen Dolomiten, welche sehr häufig auf Stromatolithenmatten zurückzuführende LF-Gefüge aufweisen. Es handelt sich dabei um feinkristallinen Dolomit, der außer einer etwaigen Lamination keine internen Strukturen erkennen lässt. Daneben treten aber auch dolomitische pack- und grainstones und lagenparallele Internbreccien auf, welche als synsedimentäre Resedimente interpretiert werden.

Eine Untergliederung des mächtigen Hauptdolomites ist auch im Untersuchungsgebiet möglich, wenngleich die von MÜLLER – JUNGBLUTH (1970) formulierten, lithostratigraphischen Kriterien nur bedingt anwendbar sind:

Der untere Abschnitt wird charakterisiert durch eine 20 bis 50m mächtige Kalkrippe, die 30 bis 60 m über der Hauptdolomitbasis eingeschaltet ist und als Tierbergkalk bezeichnet wird: Die Einschaltung besteht aus deutlich im dm- bis m-Bereich gebankten, manchmal

laminierten, beige Kalken. Den Großteil davon machen feinkörnig rekristallisierte, tlw. leicht dolomitisierte, muschel-splittig brechende Kalke aus. Aber auch wacke-, pack- und grainstones sind vertreten, und es konnte auch eine Bank mit einer reichen Makrofossilführung (Bivalven) gefunden werden.

Der mittlere und gleichzeitig mächtigste Abschnitt wird im Wesentlichen von den eingangs beschriebenen Dolomittypen aufgebaut (Abb. 5).

Im höheren Anteil des Hauptdolomites nehmen schließlich die bereits erwähnten pack- und grainstones und Internbreccien deutlich an Häufigkeit zu. Charakteristisch für diesen höheren Anteil scheinen auch dünne, rote bis grüne mergelige bis sandige Zwischenlagen zu sein (Abb. 44).

Im Vergleich zur von MÜLLER – JUNGBLUTH (1970) und TOLLMANN (1976: 189 ff) beschriebenen Abfolge fällt auf, dass im Untersuchungsgebiet die Seefelder Schichten fehlen, der obere Abschnitt aber lithologisch durchaus ähnlich ausgebildet ist. Der untere Abschnitt weicht durch die Einschaltung des Tierbergkalkes von der Beschreibung ab, zeigt aber mit dem mittleren Abschnitt eine Verflachung des Sedimentationsraumes nach oben hin an (von subtidalen zu inter-, supratidalen Bedingungen nach MÜLLER – JUNGBLUTH 1970: 293), womit eine Parallelisierung mit der Systematik von DONOFRIO et. al. (2003) teilweise möglich ist (Abb. 3). In der Kartierung wurde aufgrund des Fehlens der Seefeld-Fm. von einer Untergliederung des höheren Hauptdolomites Abstand genommen. Im tieferen Bereich wird der Tierbergkalk gesondert ausgewiesen und somit eine Unterteilung in einen Unteren und einen Mittleren Hauptdolomit ermöglicht, wobei noch nicht eindeutig klar ist, inwieweit sich diese Begriffe, so wie sie hier verwendet werden, mit den von DONOFRIO et al (2003) aufgestellten Formationsbegriffen korrelieren lassen (Abb. 3).

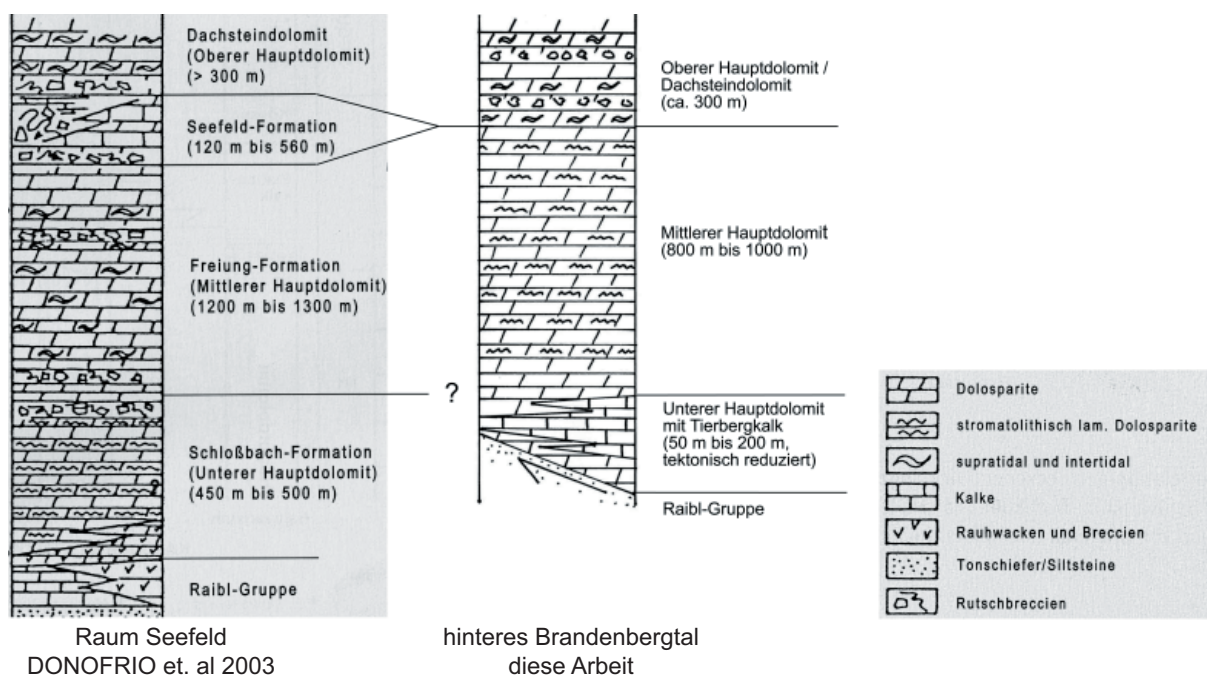


Abb. 3: Lithostratigraphische Übersichtsprofile der Hauptdolomit-Gruppe und deren Korrelation: Die Profile skizzieren die Entwicklung der Hauptdolomit-Gr. an den Typlokalitäten der Formationen (aus: DONOFRIO et. al 2003) und im vorliegenden Arbeitsgebiet.



## Zeitliche Erstreckung

oberstes Karn und Nor (DONOFRIO et. al. 2003, diese Arbeit)

## Mächtigkeit

Da der Hauptdolomit im Arbeitsgebiet von mehreren Scherzonen zerrissen wird und zudem verfaultet vorliegt, kann seine Mächtigkeit nur indirekt aus dem Querprofil ermittelt werden, wo diese bei 1500 m liegt.

## Die Einschaltung von Tierbergkalk in den Unteren Hauptdolomit

Die kalkige Einschaltung im Unteren Hauptdolomit ist sowohl westlich als auch östlich der Zöttbachalmgosau, von der sie im Bereich des Brandenbergtales auf einer Strecke von 3,5 km parallel zum Streichen verdeckt wird, aufzufinden.

Die Mächtigkeit der Einschaltung nimmt von W nach E – 20 m bei der Plattentalalm und 50 m am Brunftkopf – zu. Das Alter der Kalkrippe ist Nor – belegt durch *Aulotortus friedli* (heute: *A. tenuis* oder *A. impressa*) und das gänzliche Fehlen von *Triassina hantkeni* (mündl. Mitt. W. RESCH) – und reicht eventuell bis ins oberste Karn hinunter, worauf *Poikiloporella duplicata* (Abb. 4) hindeutet (OTT 1973 b).

Unterlagert wird die Kalkrippe von stark brecciertem Dolomit, dessen Mächtigkeit von 30 m an der Westgrenze des Arbeitsgebietes auf 60 m an der Ostgrenze zunimmt. LEUCHS (1921: 43) beschreibt die Kalkeinschaltung an derselben Lokalität und auch östlich des Törlers Grabens und gibt dort ihre Distanz zum Top des Wettersteinkalkes mit 200 m an, was bei max. 50 m Raibler Schichten eine Mächtigkeit der liegenden Dolomitabfolge von min. 150 m ergibt. Eine Interpretation dieser Situation findet sich unter Pkt. 4.2.4.1.

Die stratigraphische Position des Kalkzuges als Einschaltung im Hauptdolomit und seine lithologische und biofazielle Ausbildung entsprechen ganz der Beschreibung des Tierbergkalkes (LEUCHS 1927: 151) von TOLLMANN (1976: 206). Er kann damit wohl als ein westlicher Ausläufer dieses Schichtgliedes betrachtet werden, das hier bis ins oberste Karn hinunterreicht.



Abb. 4: Tierbergkalk aus dem Unteren Hauptdolomit im Dünnschliff (Bildbreite: 4,5 mm): Im Zentrum ein schräger Schnitt durch die Kalkalge *Poikiloporella duplicata*, die nach OTT (1973 b) ins Karn einzu-stufen ist.



Abb. 5: Typisch reine Dolomitabfolge aus dem Mittleren Hauptdolomit, dessen Bänke hier stark linsen-förmig ausgebildet sind.

## 2.1.4 Plattenkalk

### Begriffsprägung

GÜMBEL (1861: 279)

### Allgemeines

Nach CZURDA & NICKLAS (1970: 165 – 254) stellt der Plattenkalk den Faziesübergang von den tidal beeinflussten Bildungsbedingungen des Hauptdolomites zur subtidalen Rhät-Entwicklung der Kössen-Fm. dar. Diese Entwicklung bildet sich in der Abfolge durch graduelle lithologische Änderungen ab, wodurch der Plattenkalk zu seinen benachbarten Schichtgliedern keine scharfen Grenzen, sondern mehr oder minder breite Übergangsbereiche besitzt.

### Beschreibung

Der Plattenkalk entwickelt sich aus dem Hauptdolomit durch Kalkbankeinschaltungen, die zunehmend mächtiger werden und den Dolomit schließlich völlig verdrängen (Abb. 6). Es handelt sich um dm bis 1m gebankte blau- bis braungraue, tlw. stark bituminöse Kalke mit ebenen bis welligen Bankungsflächen. Sie sind reich an biogenem Detritus und liegen v. a. in den höheren Bereichen meist als wacke- bis packstones vor, wobei diese häufig eine fining-upward Gradierung aufweisen und als Tempestite interpretiert werden (Abb. 7). Im unteren Bereich sind LF – Gefüge noch recht häufig und eine etwas hellere Gesteinsfarbe charakteristisch. Ins Jüngere aufsteigend wird die Färbung mit steigendem Bitumengehalt zunehmend dunkler, der Anteil an Biogendetritus steigt, und im oberen Bereich kommen dünne, oft „blonde“ Mergelzwischenlagen hinzu. Charakteristisch für diesen oberen Anteil ist auch das häufige Auftreten von Megalodonten (Abb. 8).

Aus den graduellen Übergängen zu angrenzenden Schichtgliedern ergibt sich die Schwierigkeit, eine für eine geologische Kartierung notwendige, jedoch gewissermaßen „künstlich“ – scharfe Grenze mit regionaler Gültigkeit zu definieren. So folgte ich im Falle der Abgrenzung des Hauptdolomites dem Vorschlag von SAUSGRUBER (1994) und kartierte ab dem Überwiegen der Kalkbänke Plattenkalk. Dessen Hangendgrenze zog ich im Bereich des ersten messbar mächtigen (cm – Bereich) Tonschieferhorizontes (CZURDA & NICKLAS 1970: 231).

### Zeitliche Erstreckung

Oberes Nor (TOLLMANN 1976: 204)

### Mächtigkeit

Nur am Nordschenkel der Thierseemulde kann von einer weitgehend ungestörten Abfolge gesprochen werden. Hier hat der Plattenkalk eine Mächtigkeit von ca. 270 m.





Abb. 6: Kalk (dunkel / blockig brechend) - Dolomit (hell / splittrig brechend) - Wechselfolge im unteren Plattenkalk - von links nach rechts stratigraphisch aufsteigend.

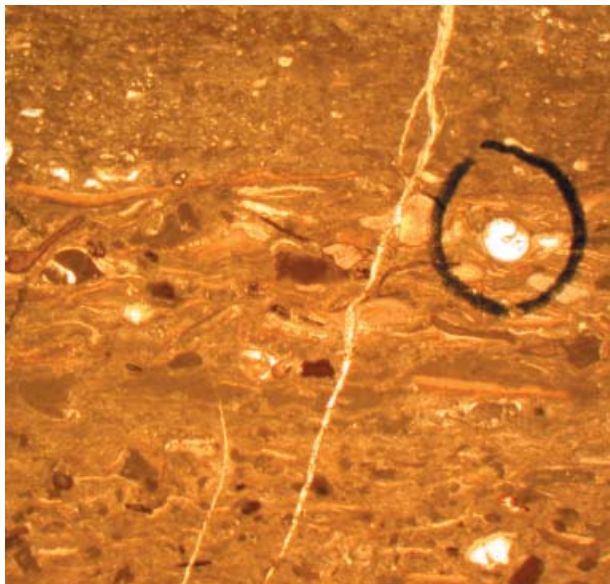


Abb. 7: Ursprünglich aufrecht gradierter packstone im heute inversen Plattenkalk im Südschenkel der Thierseemulde. Die Gradierung in dem großteils aus biogenem Detritus bestehenden Material identifiziert die Ablagerung als Ereignissediment - sehr wahrscheinlich eine Sturmflut. (Bildbreite: 10 mm)



Abb. 8: Aufgrund ihrer Querschnitte als Kuhtrittmuscheln bezeichnete Megalodonten auf einer Schichtoberseite im Plattenkalk.



## 2.1.5 Kössen-Formation

### Begriffsprägung

Kalkschichten von Kössen (SUESS 1852 a: 180)

### Allgemeines

TOLLMANN (1976: 245) beschreibt die Kössener Schichten als Ablagerungen der rhätischen Beckenfazies, wobei innerhalb der Beckenentwicklung Riffbauten aus Rhätoliasriffkalk erscheinen. GOLEBIOWSKI (1989) gliederte die Kössen-Fm. in ein liegendes Hochalm-Mb. und ein hangendes Eiberg-Mb.. Während letzteres die tatsächliche Beckenfazies darstellt, handelt es sich beim Hochalm-Mb. um terrigen beeinflusste Flachwasserkarbonate. Hier unterscheidet er zwischen einem liegenden Lumachellen-Bereich mit Anklängen zum unterlagernden Plattenkalk und einem hangenden Korallenkalk-Bereich, dem auch der Hauptlithodendronkalk angehört.

### Beschreibung

Der untere Bereich der Kössen-Fm. ist gekennzeichnet durch eine Wechselfolge von cm- bis einige dm-mächtigen Kalkbänken, die jenen des oberen Plattenkalkes sehr ähnlich sind, und dünnen (cm-mächtigen) Tonmergelzwischenlagen.

Die Kalke haben eine dunkelgraue bis dunkelbraune Färbung, sind meist bituminös und haben unebene, knollige Bankungsflächen. Die anzutreffenden Mikrofaziestypen decken ein breites Spektrum ab – von mudstones über pack- bis zu grainstones. Peloide, Ooide, häufig onkoidisch umkrustete Biogene und Lithoklasten bilden die Komponenten. Graue



Abb. 9: Eine Wechselfolge aus Mergeln und knolligen Kalken im Grenzbereich zwischen Hochalm- und Eiberg-Member in der Kössen-Fm. im Nordschenkel der Thierseemulde von links nach rechts stratigraphisch aufsteigend.

Encrinite, Onkolithe und Lumachellenlagen sind für die Kössen-Fm. charakteristisch. Letztere treten v. a. im zentralen Bereich auf und leiten mit den zunehmend mächtiger werdenden Tonmergeln zum oberen Anteil der Formation – den Beckensedimenten des Eiberg-Members – über. GOLEBIEWSKI (1989) beschreibt diese als einförmige Abfolge von Mikriten, Biomikriten und Tonmergeln. Im Arbeitsgebiet sind diese kaum aufgeschlossen und zum größten Teil von Hangschutt bedeckt. Ihr Vorhandensein im Untergrund zeichnet sich aber als erosiver Einschnitt zwischen den verwitterungsbeständigeren Kalkabfolgen im Liegenden und Hangenden sehr deutlich ab.

Aufgrund dieser schlechten Aufschlussverhältnisse, wobei auch der Hauptlithodendronkalk entweder verdeckt wird oder auch primär fehlt, habe ich bei der Kartierung von einer Trennung der Formation in Hochalm- und Eiberg-Mb. Abstand genommen.

### **Zeitliche Erstreckung**

Nach GOLEBIEWSKI (1991) ist die Nor-Rhät-Grenze am Top des Hauptlithodendronkalkes zu ziehen, womit das Hochalm-Mb. noch norisches Alter besitzt, während das Eiberg-Mb. ins Rhät fällt.

### **Mächtigkeit**

Während die Kössen-Fm. am Thierseemuldensüdschenkel tlw. tektonisch reduzierte Mächtigkeiten von max. 50 m erreicht, liegen diese am Nordschenkel bei ca. 150 m.



Abb. 10: Grainstone mit Rindenkörnern als Komponenten aus dem Hochalm-Mb. der Kössen-Fm.. Markiert ist ein Schnitt durch einen Fischzahn - ein für die Kössen-Fm. sehr typisches Fossil.



## 2.1.6 Steinplattekalk-Formation

### Begriffsprägung

In älteren Bearbeitungen wird dieses Schichtglied meistens Oberrhätkalk oder Oberrhätischer Riffkalk bezeichnet. Um den chronostratigraphischen Ausdruck im Formationsnamen zu vermeiden, wird in jüngerer Zeit vermehrt der Begriff Steinplattekalk (nach der Waidringer Steinplatte bei Lofer) verwendet, wie dies von SCHLAGER & SCHÖLLNER (1974) vorgeschlagen wurde.

### Allgemeines

Der Steinplattekalk stellt Flachwasserkarbonate dar, die mit den Beckensedimenten der Kössen-Fm. verzahnen bzw. diese überlagern (FABRICIUS 1966: 68). Die Carbonate werden als Ablagerungen im Bereich von Karbonatplattformen interpretiert, die entweder von Riffen umsäumt werden (OHLEN 1959, PILLER 1981)<sup>1</sup> oder zum Becken hin in Karbonatrampen übergehen (STANTON & FLÜGEL 1989). Je nach paläogeographischer Position wird das obere Rhät von Steinplattekalk, von Kössener Schichten oder von einer Abfolge der beiden Formationen gebildet.

### Beschreibung

Im Gelände tritt der helle, massige bis grob-gebankte Kalk meist als markante, morphologische Rippe hervor (Abb. 12). Die dominierenden Kalktypen sind wackel-, pack-, grain- und rudstones, wobei biogener Detritus von riffbildenden Organismen (Kalkschwämme, Korallen, Algen) einen wesentlichen Teil des Ausgangsmaterials darstellt. Im oberen Bereich der Formation treten häufig auch boundstones mit Korallen als Gerüstbildnern auf („Thecosmilien-Stöcke“). Daneben sind in diesen höheren Anteilen des Steinplattekalkes Hohlräume zu finden, die mit sehr feinkörnigem, rot bis rotbraun gefärbtem, tlw. feinlaminiertem Material verfüllt sind (Abb. 11). MAZULLO et al. (1990) interpretieren solche Hohlräume im Steinplatte- und Hierlatzkalk der Waidringer Steinplatte als Paläokarst, entstanden durch mehrmalige subaerische Freilegung der Karbonatplattform im obersten Rhät und frühen Hettang. Das Internsediment bildete sich dabei aus dem unlöslichen Rückstand des Umgebungsgesteins.



Abb. 11: Mit feinkörnigem Material verfüllte Hohlräume - der Form nach aufgelöste Megalodontenschalen - im obersten Bereich des hier roten Steinplattekalkes. Das Bild stammt aus dem südlichen Bereich der Riffkalkaufwölbung innerhalb der Thierseemulde.

<sup>1</sup> zitiert aus STANTON & FLÜGEL (1989)

### **Zeitliche Erstreckung**

Der Steinplattekalk kann das gesamte obere Rhät umfassen und bis in den Unterlias reichen (FABRICIUS 1966: 109).

### **Mächtigkeit**

Die Mächtigkeit liegt im nicht zerscherten Bereich im Nordschenkel der Thierseemulde ziemlich konstant bei 70 m. Im Südschenkel weist der Riffkalk geringere Mächtigkeiten auf und verschwindet nördlich der Schmallegalm sogar im Hangschutt aus Kössener Schichten und Plattenkalk, der hier weitgehend ungestört durchstreicht. Dies lässt auf eine primär geringe Mächtigkeit bis hin zu einem völligen Auslinsen des ansonsten morphologisch hervortretenden Riffkalkes schließen. Eine eindeutig tektonische Ausdünnung des Riffkalkes kann südlich der Johann-Klause beobachtet werden (siehe Pkt. 3.2.4).



Abb 12: Der Riffkalk der Steinplatte-Fm. bildet durch seine hohe Verwitterungsresistenz im Gegensatz zu der Kalk-Mergel-Abfolge der Kössen-Fm. deutliche morphologische Rippen. Hier der Blick von der Kössen-Fm. im Vordergrund auf die „Unterseite“ des steilstehenden Steinplattekalkes im Nordschenkel der Thierseemulde.



## 2.2 Jura

### 2.2.1 Hierlatzkalk

#### Begriffsprägung

SUESS (1852 b: 171)

#### Allgemeines

In der Literatur gibt es unterschiedliche Auffassungen, welches Gestein mit diesem Begriff zu bezeichnen sei: Die erste lithologische Beschreibung stammt von LIPOLD (1852: 92), der als Hirlatzschichten u. a. ein oft vollständig aus Cephalopoden, Gastropoden, Crinoiden und Brachiopoden (besonders zahlreich) bestehendes Gestein bezeichnet. Zurückgehend auf GEYER (1886: 231) wird in vielen späteren Bearbeitungen nur mehr der Echinodermen-Spatkalk des Lias als Hierlatzkalk bezeichnet und die brachiopodenreiche Fazies davon abgetrennt (u. a.: TOLLMANN 1976: 318 ff, 321). Der Hierlatzkalk wird in diesem Fall als ein im Flachwasser gebildeter, durch Wellentätigkeit ausgewaschener Sand aus Crinoidendetritus interpretiert. Eine davon abweichende Interpretation vertritt u. a. VOROS (1991: 145 ff), der den Hierlatzkalk als tiefmarine Bildung in neptunian dykes und an extensionalen fault scarps ansieht, wobei diese Ablagerungen beckenwärts mit den Encriniten verzahnen. BÖHM (1992) beschreibt detailliert verschiedene Mikrofaziestypen aus dem Hierlatzkalk und interpretiert einige als autochthone Bildungen in stark durchströmten, mäßig tiefen Bereichen und andere als Schüttungen in distalere Hang- und Beckenbereiche.

#### Beschreibung

Als Hierlatzkalk werden hier die meist rötlichen Crinoidenspatkalke des Lias verstanden. Es sind dies grain- und packstones, deren Komponenten überwiegend von Crinoidendetritus gebildet werden (Abb. 14); untergeordnet treten auch Brachiopoden und Schalenreste anderer Organismen (siehe oben) auf. Der grob gebankte bis massige Kalk erscheint meist in dunkel- bis hellroter Färbung, kann aber auch weiß sein. Im letzteren Fall geht der Encrinith ohne scharfe Grenze aus dem Riffkalk der Steinplattekalk Fm. hervor und stellt vermutlich autochthone Ablagerungen von „Crinoidenwäldern“ dar, die FABRICIUS (1966: 60) als Reliktfauna der rhätoliassischen Riffe bezeichnet. In den meisten Fällen allerdings lässt sich der Hierlatzkalk schon aufgrund seines deutlichen Farbunterschiedes vom rhätischen Riffkalk abgrenzen. Nach Böhm (1992) stellt der massige Typus, bestehend aus vorwiegend Crinoiden-grain- und packstones Crinoidensand-Ablagerungen eines mäßig tiefen Ablagerungsmilieus mit starker Bodenströmung dar, während der deutlich gebankte Typus, der sich im Dünnschliff meist als Crinoiden-grain- bis wackestone repräsentiert, eher Schüttungen in tiefere Bereiche darstellt. Letzterer verzahnt mit den Adneter Kalken, wobei zwischen den beiden Einheiten lithologische Übergangsbereiche bestehen (Abb. 15).



## Zeitliche Erstreckung

Lias (BÖHM 1992: 63)

## Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Formation beträgt am Nordschenkel der Thierseemulde mehrere Dezimeter bis wenige Meter. Im Inneren der Mulde (westlich der Akernalm) kann sie bis in den Zehnermeterbereich gehen.



Abb. 13: Unterjuraabfolge vorwiegend aus roten, gebankten Hierlatzkalken im Inneren der Thierseemulde



Abb. 14: Crinoiden-packstone aus dem Bereich des massigen Hierlatzkalkes (Bildbreite: 8 mm). BÖHM (1992) beschreibt aus der Osterhornscholle einen sehr ähnlichen Mikrofaziestyp (Crinoidal Packstone: gut gerundete, z. T. mikritisch umsäumte, auch angebohrte Komponenten - v. a. Crinoiden, daneben Brachiopoden, Ostrakoden, Foraminiferen etc.). Er interpretiert diesen als Crinoidensand-Ablagerung im tieferen Bewegtwassermilieu.

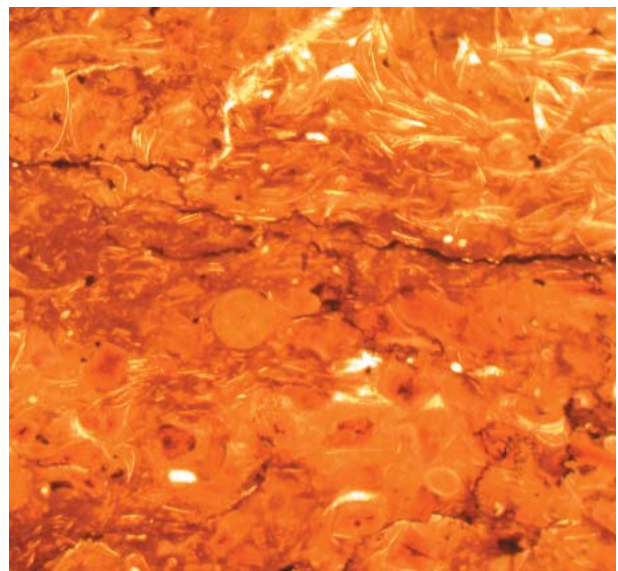


Abb. 15: Übergangsfazies Hierlatzkalk - Adnetter Kalk: Nach BÖHM (1992) spricht man bei diesem Crinoiden-Schalen-Rotmikrit von einer kondensierten Fazies unter Einfluss stärkerer Bodenströmungen im tiefsten photischen bis aphotischen Bereich (Bildbreite: 10 mm).

## 2.2.2 Adnet-Gruppe

### Begriffsprägung

Adnether Marmor (LIPOLD 1851: 113)

Adnether Schichten (HAUER 1853: 745)

Adneter/Klauskalk-Komplex (TOLLMANN 1976: 331)

### Allgemeines

Als Adneter Schichten werden allgemein rote, mikritische Kalke des Lias bezeichnet, die vielfach als Knollenkalke vorliegen und reich an Cephalopoden, Crinozoen und Brachiopoden sind. BÖHM (1992) diskutiert ausführlich unterschiedliche Theorien zur Kalkknollenbildung, wobei er ein Modell von JENKYNS (1974) favorisiert: Hierbei kommt es bei sehr geringen Sedimentationsraten durch an Calcit übersättigte, deszendente Porenwässer im Bereich der Sedimentoberfläche zu fleckenhafter Zementation. Infolge der sedimentären Überlagerung werden diese Inhomogenitäten dann durch Kompaktion und Drucklösung intensiv verstärkt und zum Kalkknollengefüge ausgeformt. Durch Sedimentationsausfall kam es in den Adneter Schichten stellenweise auch zu Hartgrundbildungen mit Mn-Fe-Krusten. Aus Farbe und Gefüge des Gesteins lässt sich eine Ablagerung mit kontinuierlich langsamen (zeitweise gegen null gehenden) Sedimentationsraten (wenige mm/ka [BÖHM et al. 1999]) in Verbindung mit oxidierenden Bodenströmungen rekonstruieren. Daraus ergibt sich ein Bildungsraum im submarinen Hang- und Schwellenbereich, unterhalb der Ablagerungsbereiche der autochthonen bzw. welleninduzierten Hierlatzkalke.

Die verschiedenen Typen von Adneter Kalken wurden von BÖHM et al. 1999 als Adnet-Gruppe zusammengefasst. Die Gruppe wiederum wird unterteilt in Schnöll-Fm. und Adnet-Fm.. In der Kartierung wird aufgrund der geringen Mächtigkeiten die Adnet-Gr. mit dem sehr ähnlich ausgebildeten Kauskalk zum Adneter/Klauskalk-Komplex (TOLLMANN 1976: 331) zusammengefasst.

### Beschreibung

Die Adneter Schichten des Untersuchungsgebietes stellen sich dar als mäßig bis gut im dm- bis 1 m-Bereich gebankte, rote Kalke, die vielfach ein flasriges bis knolliges Gefüge aufweisen. Die vorherrschenden Kalktypen sind mud- und wackestones mit Biogenen als Komponenten (Abb. 16). Ammoniten, Belemniten und Crinoidenreste sind charakteristische Makrofossilien. Hinzu kommen Radiolarien, Ostracoden, allgemein Filamente und Foraminiferen (Abb. 17). Neben dem Fossilreichtum sind auch häufig vorkommende Erzkörner und -krusten typisch für das Schichtglied.

### Zeitliche Erstreckung

Lias (BÖHM 1992: 63)



## Mächtigkeit

Die Mächtigkeiten der gesamten unter- und mitteljurassischen Rotkalkabfolge (Adneter/Klauskalk-Komplex) bewegen sich im Nordschenkel der Thierseemulde im Bereich von von ca. 3 bis 10 m. Im Südschenkel ist das Schichtglied nicht vertreten oder nur 1 bis 2 m mächtig.

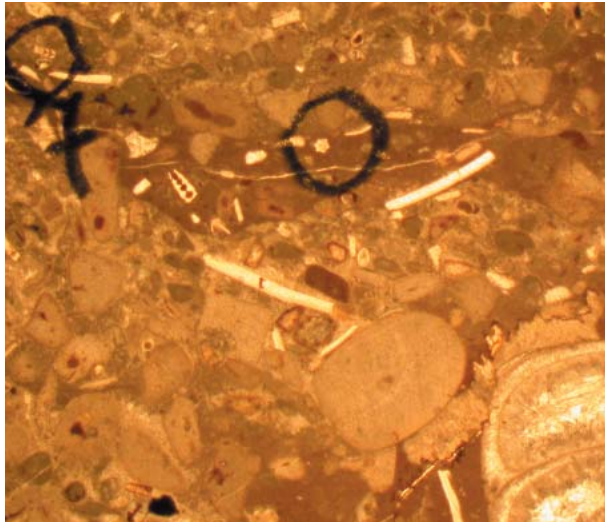


Abb 16: Schliffbild eines typischen Adneter Kalkes, Biogene: Crinidenstielglieder, Gastropoden, Foraminiferen (e. g.: Trocholina (7), *Involutina liassica* (Abb rechts), Schalenreste etc.



Abb. 17: *Involutina liassica* aus demselben Schliff wie das Bild nebenan belegt liassisches Alter (Bildbreite: 2 mm).

### 2.2.3 Oberseebreccie (liassischer Anteil)

#### Begriffsprägung

TOLLMANN (1976: 338 f)

#### Allgemeines

Nach TOLLMANN (1976: 339) sollen damit jurassische Grobbreccien bezeichnet werden, die im Schwellenbereich der Hierlatzfazies auftreten und altersmäßig vom Unter- bis in den Oberjura einzustufen sind. Dabei sollen sich diese aus dem Hierlatzkalk heraus entwickeln, bzw. diesen überlagern und in ihren basalen Anteilen der Hierlatzkalkbreccie (=aufgearbeitete Hierlatzkalke) entsprechen.

Der liassische Anteil der Oberseebreccie besteht vorwiegend aus Hierlatzkalk- und Dachsteinkalkblöcken mit roter Crinoidenkalkmatrix; nach oben hin schalten sich dann Aufarbeitungsprodukte von mittel- und schließlich oberjurassischen Schichtgliedern ein.



Abb. 18: Unterjurassische Grobbreccie aus Rhätoliasgesteinen (u. a. metergroße Steinplattkalkblöcke) im steilstehenden Kontakt zum Steinplattkalk (rechts).

## **Beschreibung**

In der Thierseemulde tritt am Weg zur Ackernalm nördlich der Marchbachalm eine Grobbreccie auf, die über eine steilstehende, NE-SW-streichende Störung an oberrhätischen Riffkalk grenzt. Die mindestens fünf Meter mächtige Breccie besteht aus mäßig gerundeten Hierlatzkalkkomponenten, metergroßen, kantengerundeten Steinplattekalkblöcken und einer stark roten, crinoidenreichen Matrix. Die Breccie wird überlagert von crinoidenreichen Knollenkalken (mit *Involutina liassica*) und Hierlatzkalken, womit ein liassisches Alter der Breccie gesichert scheint. Die Basis der Breccie ist nicht aufgeschlossen.

Der steilstehende Kontakt zum Steinplattekalk, der allerdings sprödetektonisch überprägt wurde, das lokal begrenzte Auftreten, der sehr geringe Reifegrad der Breccie und die Steinplattekalk-Olistolithe lassen eine Bildung als *scarp*-Breccie sehr wahrscheinlich erscheinen. Der stärkere Rundungsgrad der Hierlatzkalkkomponenten spricht dafür, dass das Material vor seiner endgültigen Ablagerung eine gewisse Beanspruchung durch Umlagerungsprozesse erfahren hat. Die Kleinräumigkeit der Faziesräume, verbunden mit der fehlenden lateralen Kontinuität der Breccie, lassen allerdings weder die Annahme weiterer Transportwege noch größerer Aufarbeitungshorizonte zu. Eine mögliche Erklärung wäre eine mehrmalige Mobilisierung durch fortschreitende, synsedimentäre Tektonik, aber ohne größere Transportweiten.

Die Bezeichnung des Gesteins als Oberseebreccie scheint aufgrund der faziellen Übereinstimmung und altersmäßigen Kompatibilität mit der Definition von TOLLMANN (1976) gerechtfertigt. Hierlatzbasalbreccie (TOLLMANN 1976: 322) wäre wegen der Unterlagerung durch Hierlatzkalk wohl nicht korrekt und auch Hierlatzkalkbreccie (TOLLMANN 1976: 339) wegen des polymikten Komponentengehaltes eine unzureichende Bezeichnung.

## **Zeitliche Erstreckung**

Im Arbeitsgebiet mit hoher Wahrscheinlichkeit Lias, ansonsten Unter- bis Oberjura (siehe oben)

## **Mächtigkeit**

Mindestens 5 Meter



## 2.2.4 Scheibelberg-Formation

### Begriffsprägung

GARRISON (1964: 46; aus TOLLMANN 1976: 303)

### Allgemeines

HORNSTEINER (1991) hat die Scheibelberg Schichten an der Typlokalität nördlich von Waidring (Tirol) detailliert untersucht und beschreibt sie als liassische Ablagerungen hornsteinreicher Kalke in flachen Beckenbereichen, die direkt mit der Adneter Rotkalk-Fazies der höhergelegenen Zonen verzahnen. Als makroskopische Charakteristika der Scheibelberg Schichten gibt er deren knolligen Habitus und die unregelmäßigen Quarzknuern an. Mikroskopisch sind sie gekennzeichnet durch ihren Reichtum an Mikrofossilien und insbesondere an Poriferenspiculae, die bis zu mehr als 80 % des Biogenanteils ausmachen können.

### Beschreibung

Im Gelände präsentiert sich das Gestein als gelblich-beiger bis grauer, stark kieseliger, deutlich geschichteter Kalk. Die grob 1dm mächtigen Bänke haben maximal wellige Bankungsflächen, sind aber nicht als knollig zu bezeichnen. Praktisch jede Bank ist durch eine zentral verlaufende, mm- bis cm-dicke, dunkle Hornsteinlage gekennzeichnet. Schon mit der Lupe lässt sich der Reichtum an Spiculae erkennen und das Gestein als Spiculit ansprechen (Abb. 19). Dies stellt auch ein mikrofazielles Unterscheidungskriterium zur makroskopisch ähnlichen, aber jüngeren Chiemgau Formation dar, die an Mikrofossilien überwiegend *Bositra buchi* (RÖMER) führt (SPÖTL & HORNSTEINER 1988)<sup>1</sup>.

### Zeitliche Erstreckung

Oberes Hettang bis Unteres Toarc (Böhm 1992)

### Mächtigkeit

Die Scheibelberg-Fm. wurde nur in tektonisch reduzierten Profilen am Südschenkel der Thierseemulde angetroffen, wo sie eine maximale Mächtigkeit von 20 bis 30 m erreicht.

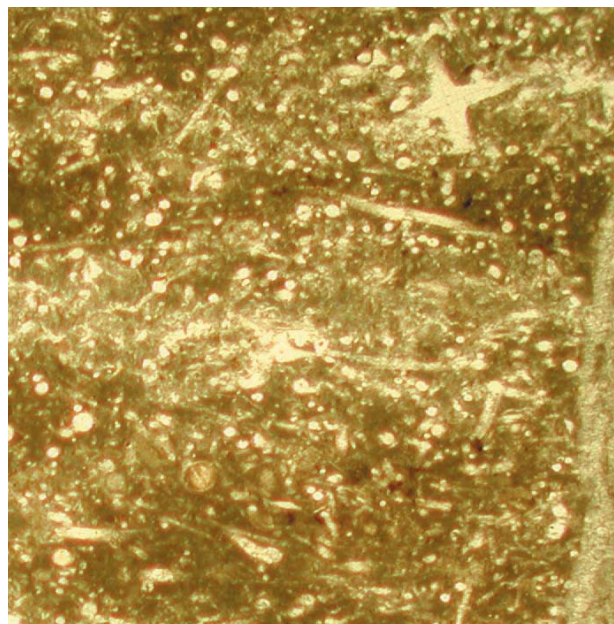


Abb. 19: Spiculit der Scheibelberg-Fm.  
(Bildbreite: 4 mm)

<sup>1</sup> Forschungsfondbericht; interner Institutsbericht; unveröffentlicht; aus: SAUSGRUBER 1994.

## 2.2.5 Vilser Kalk

### **Begriffsprägung**

F. v. HAUER (1853: 768)

### **Allgemeines**

Mit diesem Begriff werden die Crinoiden- und Brachiopodenkalke des Dogger zusammengefasst. Dabei soll deren hellere, ins gelblich-weiße gehende Färbung ein lithologisches Unterscheidungsmerkmal zu den liassischen Hierlatzkalken darstellen (Tollmann 1976: 336).

### **Beschreibung**

Im Bereich der Ackernalm ist über der unter- bis mitteljurassischen Kieselkalkabfolge und unter der Ruhpolding-Fm eine mehrere Meter- bis wenige Zehnermeter-mächtige Einschaltung aus stark roten, sehr crinoidenreichen, bereichsweise verkieselten Kalken mit undeutlicher Bankung anzutreffen. Aufgrund dieser Position ist trotz fehlender biostratigraphischer Altersdaten ein mitteljurassisches Alter des Gesteins anzunehmen, womit dieses der oben angeführten Definition entspricht und die Bezeichnung als Vilser Kalk gerechtfertigt ist. Trotz der aufgrund des intensiven Faltenbaus schwer entschlüsselbaren Lagerungsverhältnisse im Aufschlussbereich des Schichtgliedes. westlich der Akernalm scheint eine Verzahnung mit den unterlagernden Kieselkalken gegeben.

### **Zeitliche Erstreckung**

Dogger (Böhm 1992)

### **Mächtigkeit**

Die Mächtigkeit des Vilser Kalkes liegt bei einigen Metern bis wenigen Zehnermetern.

## 2.2.6 Klauskalk

### Begriffsprägung

Klaus-Schichten (SUESS 1852 b: 171)

Adneter/Klauskalk-Komplex (TOLLMANN 1976: 331)

### Allgemeines

Beim Klauskalk handelt es sich um rote, stark kondensierte, mikritische Kalke des Dogger. Er weist makroskopisch große Ähnlichkeiten mit dem knolligen Typus der Adneter Kalke auf und stellt gewissermaßen die Fortsetzung dieses Sedimenttyps im Dogger dar (BÖHM 1992; TOLLMANN 1976: 331). Hartgrundbildungen mit Mn-Fe-Krusten sind häufig. BÖHM (1992: 171) spricht beim Dogger der Osterhornscholle (Tirolikum der NKA) von z.T. hochpelagischen Ablagerungen, in denen sich der „Pelagisierungs-Trend“ aus dem Unterjura fortsetzt und zum „nahezu karbonatfreien Milieu der Radiolarite“ überleitet. Unter dem Begriff Klaus-Formation fasst BÖHM (1992: 64) alle Rotkalke des Dogger zusammen (i. e.: Klauskalk, Reitmauerkalk und Radiolarien-Mikrit).

### Beschreibung

Wie schon erwähnt, ist der Klauskalk lithologisch den Adneter Kalken sehr ähnlich und im Gelände von diesen oft nicht abgrenzbar. Mögliche Unterscheidungsmerkmale können ein stärker ausgebildetes Knollengefüge (Abb. 20) und die größere Häufigkeit an Mn-Fe-Krusten im Klauskalk sein (Abb. 21). Im mikroskopischen Bereich ist eine eindeutige Zuordnung über das bereichsweise massenhafte Vorkommen von Globuligerinidae möglich (Abb. 22), die erst ab dem Bathon auftreten (LOEBLICH & TAPPAN, 1988).

### Zeitliche Erstreckung

Dogger (BÖHM 1992: 64)

### Mächtigkeit

Der Klauskalk erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 1 m, weswegen er in der Kartierung mit den lithologisch ähnlichen Adneter Kalken unter dem Begriff Adneter/Klauskalk-Komplex (TOLLMANN 1976: 331) zusammengefasst wird.





Abb 20: Rote Knollenkalke am Nordschenkel der Thierseemulde: Da sie die Ruhpolding-Fm. (rechts im Bild) direkt unterlagern, handelt es sich bei diesen mit ziemlicher Sicherheit um Klauskalke, wofür auch das ausgeprägte Knollengefüge spricht.

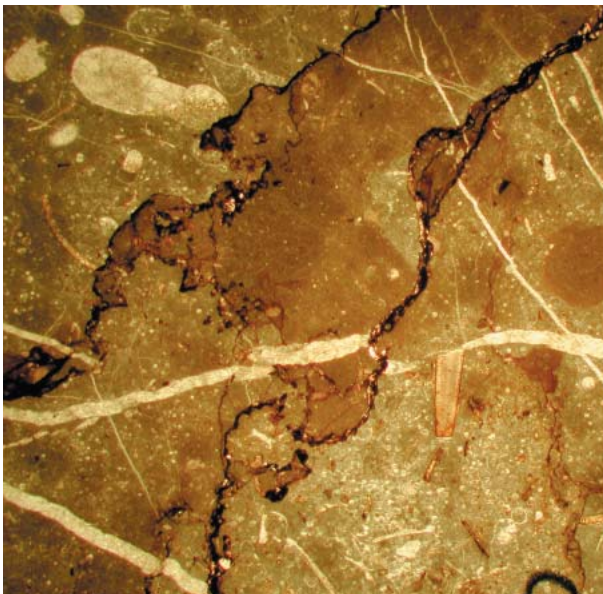


Abb 21: Von erzeichen Krusten durchsetzter Klauskalk im Dünnschliff (Bildbreite: 14 mm); Biogene: juvenile Ammoniten (mit Geopetalgefüge), Radiolarien, Globuligerinidae, Echinodermenreste, Schalenreste etc.

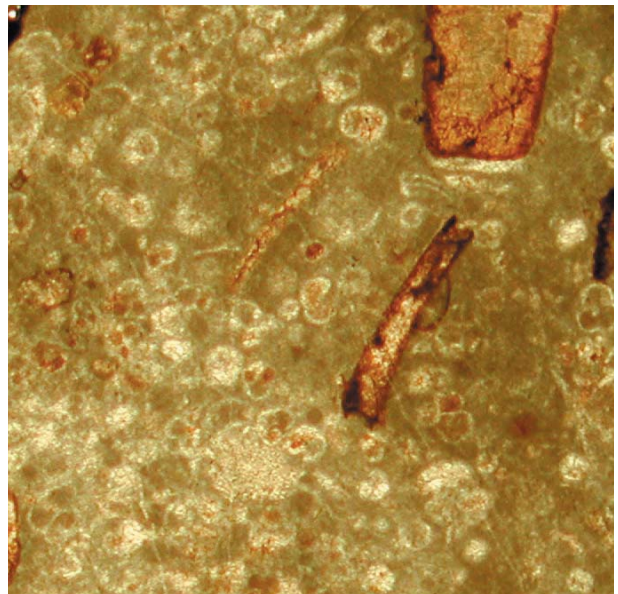


Abb 22: Detail (Bildbreite 2 mm) aus dem Dünnschliff links mit massenhaft Globuligerinidae: Die beiden Gattungen *Conoglobigerina* und *Globuligerina* - um welche es sich hier handelt ist nicht feststellbar - können ab einschließlich Bathon im Dogger und Malm vorkommen (mündl. Mitt. RESCH), womit liassisches Alter und damit Adneter Kalk ausgeschlossen werden können.



## 2.2.7 Chiemgauer Schichten

### Begriffsprägung

(TOLLMANN 1976: 326)

### Allgemeines

TOLLMANN (1976) fasst unter diesem Begriff die Kieselkalke des Dogger zusammen und bezeichnet sie als kieselreiche Variante der Jüngeren Allgäuschichten – der Beckenfazies des Mitteljura. Den Beschreibungen von TOLLMANN zufolge liegen die Kieselkalke in relativ variabler Ausbildung vor, wobei jene der Ammergauer Alpen (Lechtal-Decke) dem Gestein im Arbeitsgebiet am nächsten kommt.

### Beschreibung

Das Gestein präsentiert sich im Arbeitsgebiet als im dm-Bereich gebankter, stark kieseliger, meist roter, manchmal grauer Kalk mit dicken, oft honiggelben Hornsteinlagen. Es tritt nur im Bereich der Ackernalm zutage und liegt hier stratigraphisch unter dem crinoidenreichen Vilser Kalk. Schwierigkeiten ergeben sich im Gelände in der Abtrennung zu den ähnlich ausgebildeten, liassischen Kieselkalken der Scheibelberg-Fm. Diese ist nach SAUSGRUBER (1994) nur durch ein zwischengeschaltetes Schichtglied – in diesem Fall den Allgäuschichten – eindeutig möglich. Da dieses im Aufschlussbereich der Kieselkalke nicht angetroffen wurde, wird in der Kartierung der allgemeinere Begriff „Kieselkalke des Lias und Dogger“ verwendet.

### Mächtigkeit

Die mittelljurassischen Kieselkalke erreichen eine maximale Mächtigkeit von mindestens einigen Zehnermetern. Genauere Aussagen sind aufgrund der schlechten Aufschlusslage und der Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Unterteilung (siehe oben) nicht möglich.



Abb. 23: Bunte Kieselkalke im Bereich der Ackernalm, die aufgrund ihrer Färbung (rot mit honiggelben Hornsteinlagen) und ihres im Vergleich zur Scheibelberg-Fm. geringeren Gehalts an Spiculae (mit der Lupe festgestellt) den Chiemgauer Schichten zugerechnet werden können.

## 2.2.8 Ruhpolding-Formation

### Begriffsprägung

Ruhpoldinger Schichten (TRAUTH 1950: 185)

### Allgemeines

Im unteren Malm kam es zur Ablagerung der tiefmarinen Ruhpolding Fm., die aufgrund ihres hohen Kieselsäuregehaltes meist als Radiolarit bezeichnet wird. Lithologisch handelt es sich dabei aber vielmehr um Radiolarien-Kieselkalke, deren durchschnittlicher Karbonatgehalt von 22% den rezenter, tiefmariner Radiolarienschlämme um das 7fache übertrifft. Diese Tatsache und das vollständige Fehlen aragonitschaliger Fossilien lassen auf eine Ablagerungstiefe unter der Calcit-Lysokline und der ACD, aber knapp oberhalb der CCD schließen (DIERSCHKE 1980). Aufgrund der bestehenden Unklarheiten bezüglich der Tiefanlage dieser Niveaus im jurassischen Meer, ergeben sich daraus keine genaueren Aussagen über die absoluten Werte der Ablagerungstiefe dieser pelagischen Sedimente. Verknüpft mit weiteren Argumenten, wie z.B. der Rekonstruktion von Beckengeometrien, gibt DIERSCHKE (1980) diese mit 400 bis 2200 m an.

### Beschreibung

Die Ruhpolding Fm. besteht im Untersuchungsgebiet aus eben bis wellig, im cm- bis 1dm-Bereich gebankten stark verkieselten Kalken und Hornsteinlagen (Abb. 24). Radiolarien sind so häufig, dass das Gestein meist als Radiolarien-packstone bezeichnet werden kann. Im Dünnschliff wird allerdings sichtbar, dass in der mikritischen Matrix verstärkt Drucklösungsprozesse wirksam waren, was zu einer relativen sekundären Anreicherung der Radiolarien geführt hat (Abb. 25).

Im Gelände kann innerhalb der Formation ein grünlich-grauer von einem rötlichen Abschnitt unterschieden werden. Während im Südschenkel der Thierseemulde der rote Abschnitt stratigraphisch höher liegt, wie es allgemein auch meist beschrieben wird (TOLLMANN 1976: 340, SAUSGRUBER 1994), liegt dieser im Nordschenkel stratigraphisch unter dem grünlich-grauen Bereich. Daneben erreicht der „Radiolarit“ südlich der Mulde auch wesentlich größere Mächtigkeiten als im N, wo er z. T. völlig fehlen kann.

Im Bereich der Akernalm wird die Ruhpolding-Fm. vom crinoidenreichen Vilser Kalk unterlagert, wodurch eine eindeutige Unterscheidung von den kalkreicheren, bereichsweise aber durchaus ähnlichen unter- bzw. mitteljurassischen Kieselkalken möglich ist.

### Zeitliche Erstreckung

Nach DIERSCHKE (1980) umfasst der „Radiolarit“ ziemlich exakt das Oxford, wobei seine Ablagerung auf den Tiefschwellen im Vergleich zum Becken etwas verspätet einsetzt.

### Mächtigkeit



Im Nordschenkel der Thierseemulde erreicht der Radiolarit eine Mächtigkeit von ca. 1 m, kann aber auch völlig auslinsen. Im Gegensatz dazu sind im Südschenkel trotz tektonischer Zerschering Mächtigkeiten von 20 bis 30 m anzutreffen.



Abb. 24: Rote, splittig brechende Kieselkalke der Ruhpolding-Fm.



Abb. 25: Radiolarien-packstone der Ruhpolding-Fm im Dünnschliff: Die Kompaktion im Zuge der Diagenese zu einer schichtparallelen Plättung (kurze Achse normal zur Schichtung) der Radiolarien und zu ebenfalls schichtparallelen Lösungssuturen in der mikritischen Matrix.

## 2.2.9 Tauglboden-Breccie

### Begriffsprägung

SCHLAGER (1955: 38)

### Allgemeines

Megabreccien und große Gleitschollen, die mit oberjurassischen Radiolariten vergesellschaftet auftreten, sind aus den verschiedenen großtektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen bekannt (e. g.: SCHLAGER & SCHLAGER 1973, TOLLMANN 1976, GAWLICK & SUZUKI 1999, LUKESCH 2003). Nach GAWLICK & SUZUKI 1999 sind diese Wechselfolgen aus radiolaritischen und klastischen Gesteinen im Juvavikum als Strubbergsschichten und im Bajuvarikum und Tirolikum als Tauglbodenschichten zu bezeichnen. SCHLAGER & SCHLAGER 1973 beschreiben die Tauglbodenschichten an der Typlokalität als abwechslungsreiche Abfolge von Radiolariten, Peliten, Turbiditen und verschiedenen Breccientypen, u. a. schlecht sortierte Grobbreccien, deren Material aufgearbeitete obertriassische und unter- bis mitteljurassische Gesteine darstellt.

### Beschreibung

Im Fuchsloch südlich der Ackernalm tritt am Südschenkel der Thierseemulde über einer nahezu reinen jurassischen Kieselkalkabfolge eine Grobbreccie auf, welche in die Ruhpolding-Fm. eingeschaltet scheint. Die stratigraphische Unterlagerung der Breccie durch Radiolarit zeigt das Festgesteinsprofil, deren Überlagerung durch Radiolarit kann nur aus monomiktem Radiolarit-Schutt abgeleitet werden.

Die Breccie zeigt ein chaotisches, komponentengestütztes Gefüge mit einer zumindest teilweise radiolaritischen Matrix. Die bis zu 0,5 m großen und kaum gerundeten Komponenten sind aufgearbeitete obertriassische bis zumindest mitteljurassische Gesteine, die zumindest zum Teil der jurassischen Schwellenfazies (Encrinite, rote Knollenkalke,...) zugeordnet werden können und damit im Kontrast zur autochthonen Unter- und Mitteljuraabfolge im Fuchsloch stehen, die praktisch nur von Kieselkalken aufgebaut wird. Lateral grenzt die Breccie an einen leicht dolomitischen, gebankten Kalk, der in seiner Ausbildung dem Plattenkalk am nächsten kommt. Dieser ist ca. 5 m mächtig und mindestens 10 m lang und lagert mit 140/75 aufrecht im Gegensatz zur insgesamt inversen Abfolge, in der er auftritt (Abb. 26). Ca. 100 m östlich findet sich im gleichen Niveau ein mehrere Zehnermeter durchmessender, länglicher Block aus Steinplattekalk und unterlagernden Hierlatzkalken, die hier eine inverse Lagerung (230/55) belegen. Dieser Block ragt aus radiolaritischem Hangschutt hervor. Eine Interpretation dieses Blocks als Bergsturzblock ist v. a. wegen der Hierlatzkalke an seinem stratigraphischen Top schwierig, da an der Steinplattekalkrippe oberhalb an deren Stelle eine erzeiche, stark kieselige Hartgrundkruste und anschließend Kieselkalke angetroffen wurden. Dagegen spricht auch die längliche Form und Größe des Blocks, die alle übrigen angetroffenen Bergsturzböcke um ein Vielfaches übertrifft.



Insgesamt scheint eine Interpretation der Breccie als Debrüt mit Riesenblöcken, die zur Zeit der Sedimentation der Ruhpolding-Fm. aus einer seichteren Zone in den Beckenbereich eingeglitten sind, am plausibelsten.

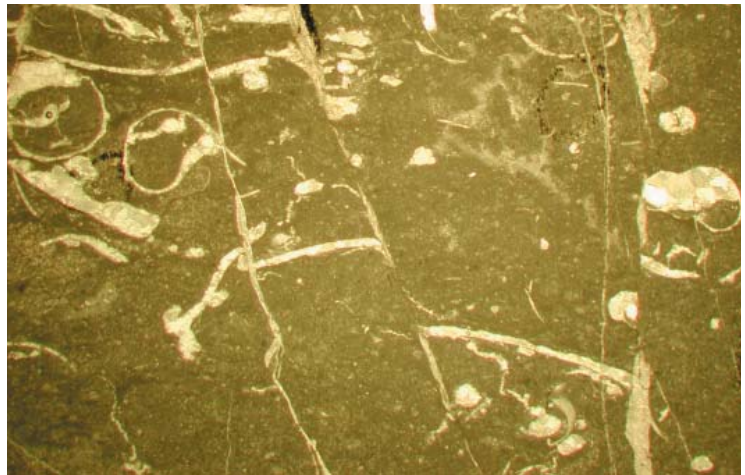


Abb. 26: Dünnschliff aus dem an die Breccie angrenzenden leicht dolomitisierten Kalkblock: Die Geopetalgefüge in den Gastropoden belegen eine aufrechte Lagerung des Blocks in der insgesamt inversen Abfolge (Bildbreite: 17 mm).

### Zeitliche Erstreckung

Aus der Vergesellschaftung mit der Ruhpolding-Fm. ergibt sich Oxford (DIERSCHKE 1980).

An der Typlokalität heben die tauglbodenschichten ein Alter von Ober-Oxford bis Kimmeridge (SCHLAGER & SCHLAGER 1973).

### Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Breccie und der Blöcke liegt ca. bei 5 bis 10 m.



Abb. 27: Als Tauglboden-Breccie interpretierte Grobbreccie aus aufgearbeiteten obertriassischen bis mitteljurassischen Gesteinen.

## 2.2.10 Ammergauer Schichten und eingeschaltete Oberalmer Schichten

### Begriffsprägung

Ammergauer Wetzstein (SCHAFHÄUTL 1846: 668)

Oberalm Schichten (LIPOLD 1854: 595)

### Allgemeines

Als Ammergauer Schichten werden die im Wesentlichen malmischen Anteile der Aptychen Schichten bezeichnet und davon noch die Oberalmer Schichten abgetrennt (TOLLMANN 1976: 351). Die mikritischen Kalke der Ammergauer Schichten stellen verfestigten, pelagischen Tiefseeschlamm dar, entstanden u.a. durch das Abregnen kalkigen Nannoplanktons aus der Wassersäule (TOLLMANN 1976: 358). Wenn in dieses Background-Sediment allodapische Kalke eingeschaltet sind, die bei größeren Mächtigkeiten als Barmsteinkalke bezeichnet werden, spricht man von Oberalmer Schichten (SAUSGRUBER 1994: 15; TOLLMANN 1976: 351 ff).

Die Bildungstiefe der Ammergauer Schichten dürfte jener der direkt unterlagernden Ruhpolding-Fm. entsprechen und damit bei mehreren 100 bis 1000 m liegen. Die kalkige Entwicklung und das damit verbundene Zurückdrängen der Radiolarite kann ohne Änderung der Bildungstiefe mit einem Hinunterdrücken der Kompensationstiefe von Calcit durch verstärkte Karbonatproduktion in oberflächennahen Bereichen erklärt werden (HALLAM 1971<sup>1</sup>; BERNOULLI 1971<sup>1</sup>). Dies, das Fehlen der aragonitschaligen Ammonitengehäuse und demgegenüber die selektive Erhaltung der als Ammonitenunterkiefer interpretierten calcitischen Aptychen sprechen für eine Ablagerung der Ammergauer Schichten zumindest unterhalb der Aragonit-Lysokline und über der CCD.

### Beschreibung

Die Ammergauer Schichten bestehen aus im cm- bis dm-Bereich gebankten, muschelig brechenden Kalken mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Die Kalke sind bioturbate mud- bis wackestones, mit zum Teil reicher Mikrofossilführung, die allerdings quantitativ weit unter den Werten der meisten unter- und mitteljurassischen Gesteine inklusive der Ruhpolding-Fm. bleibt. Die häufigsten Mikrofossilien sind Radiolarien; daneben kommen aber auch Glieder von Schwebcrinoiden, Ostrakoden, Spiculae, Filamente etc. vor (Abb. 30). Der Großteil der Abfolge hat eine weißlich hellgraue bis beige, manchmal leicht grünliche Färbung; im basalen Bereich kann aber auch eine starke Rotfärbung auftreten. In diesem Fall ist das Gestein fast immer als Knollenkalk ausgebildet. Von den unter- und mitteljurassischen Knollenkalken unterscheiden sich die malmischen Knollenkalken durch ihre mehr ins Weinrote gehende, fleckige Färbung, den geringeren Gehalt an Komponenten in Form von Fossilien oder Erzkörnern und ihr mergeliges Erscheinungsbild. Ein charakteristisches Merkmal der Ammergauer Schichten ist der Reichtum an Aptychen. Auch teilweise pyritisierte Wühlgänge und Hornsteinlinsen sind

<sup>1</sup> aus: TOLLMANN 1976: 353



häufig anzutreffen. Typisch für die Ammergauer Schichten sind auch synsedimentäre *slumping*-Strukturen, die unter Pkt. 3.2.5 genauer besprochen werden.

In die mikritischen Kalke eingeschaltet sind hornsteinreiche pack- und grainstones, die viel biogenen Flachwasserdetritus führen und mehrere dm-mächtige, zum Teil gradierte Bänke bilden (Abb. 28 & 31). Es sind dies turbiditische Schüttungen von oberjurassischen Flachwasserkalken (Plassenkalk [TOLLMANN 1976]) in den tiefmarinen Ablagerungsraum, die eine geringmächtige Entwicklung der Barmsteinkalke darstellen. Im Nordschenkel der Thiersee-Mulde sind die geschütteten Kalke nur vereinzelt anzutreffen und dann so distal ausgebildet, dass die Ausscheidung eigenständiger Oberalmer Schichten hier nicht gerechtfertigt scheint. Im Gegensatz dazu zeigt der bis auf wenige Reste tektonisch reduzierte Oberjura des Südschenkels der Thiersee-Mulde eine stark proximale Barmsteinkalkentwicklung. In einem Aufschluss am Weg oberhalb der Riedlalm liegt eine entsprechende Breccie in der inversen Abfolge unter dem Radiolarit. Die Komponenten stützen das Gefüge; sie sind mäßig bis gut gerundet und haben einen Durchmesser von max. 1 dm. Es sind wacke-, pack- und grainstones mit viel biogenem Detritus, der zumindest z. T. dem Flachwasser zugeordnet werden kann. In den benachbarten Profilen durch die Juraabfolge sind anstelle der Breccie die bereits beschriebenen allodapischen Kalke – ebenfalls reichlich Flachwasserbiogendetritus führend – anzutreffen. Im Unterschied zu diesen turbiditischen Schüttungen von großteils unverfestigtem Biogenschutt handelt es sich bei der Breccie um eine debritische Schüttung eines aufgearbeiteten Flachwasserkalkes. Beides wird bei früheren Beschreibungen der Barmsteinkalke erwähnt (SAUSGRUBER 1994: 19; TOLLMANN 1976: 361). SAUSGRUBER (1994: 19) beschreibt die oft rinnenförmige Geometrie der Schüttungen, wodurch es zum raschen lateralen Auslinsen einzelner Schuttkörper kommt, wie dies auch für die Breccie im Arbeitsgebiet angenommen werden muss.

### **Zeitliche Erstreckung**

Die pelagische, kalkig dominierte Sedimentation der Aptychenschichten allgemein reicht vom Kimmeridge bis ins obere Berrias und teilweise ins untere Valangin (SCHÜTZ 1979: 16, 68).

### **Mächtigkeit**

Die aus den Querprofilen ermittelte Mächtigkeit der malmischen Aptychenschichten insgesamt beträgt maximal 230 bis 250 m. Hier ist zu beachten, dass die Abfolge am Nordschenkel der Thierseemulde infolge interner Verfaltung etwas verdickt und am Südschenkel durch tektonische Zerschering in ihrer Mächtigkeit reduziert vorliegt (siehe Pkt. 3.2.4).





Abb. 28: Abfolge in den malmischen Aptychen Schichten im Nordschenkel der Thierseemulde aus überwiegend mikritischen Kalken und einer eingeschalteten, allodapischen Kalkbank - einem distalen Barmsteinkalk (Hammer).



Abb. 29: Oberjurassische Breccie aus aufgearbeiteten Flachwasserkalken (soweit im Gelände feststellbar) - ein proximaler Barmsteinkalk im Südschenkel der Thiersee-Mulde.

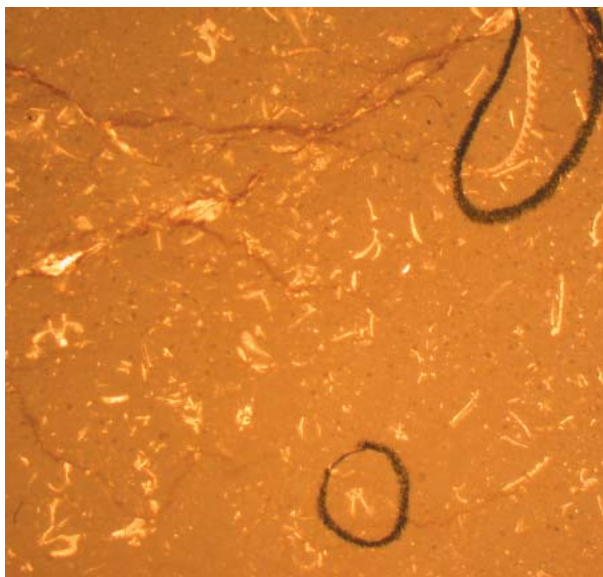


Abb. 30: Mikritischer bis feinarenitischer Kalk der Ammergauer Schichten; aufgrund der Saccocoma(Schwebcrinoiden)-Skelettelemente auch als Saccocomakalk zu bezeichnen; rechts oben ein Lammellaptychus; Alter: oberstes Kimmeridge (mündl. Mitt. RESCH) (Bildbreite: 10 mm).

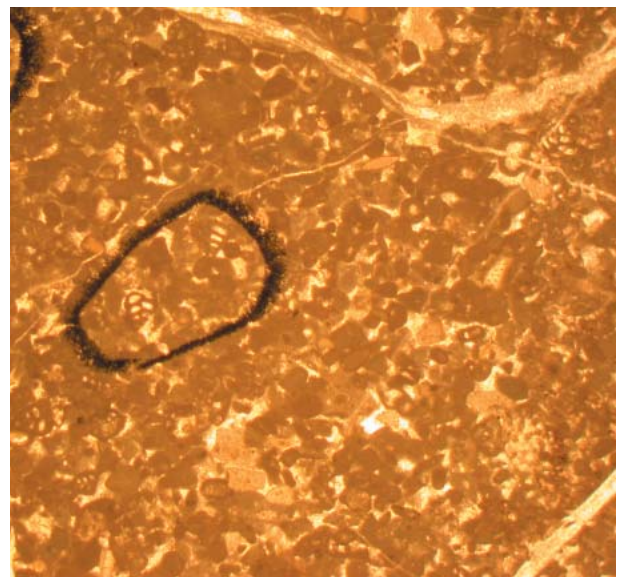
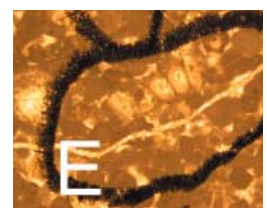
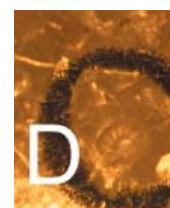
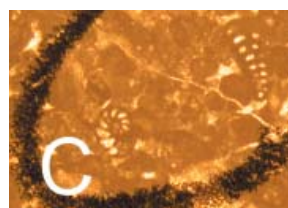
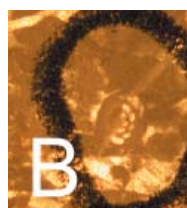
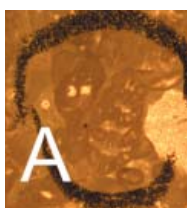


Abb. 31: Allodapischer Kalk (grainstone) der Oberalmer Schichten (Bildbreite: 8 mm): Der Fossilgehalt entspricht dem einer brackisch-marinen Randfazies (mündl. Mitt. RESCH) (siehe Tafel 1).



Tafel 1: *Amijiella amiji* (A, Bb: 2 mm); *Nautiloculina oolitica* (B, Bb: 1 mm); *Mesoendotyra croatica* (C, Bb: 2,5 mm); *Protopeneroplis striata* (D, Bb: 1 mm); *Clypeina jurassica* (E, Bb: 3 mm)



## 2.3 Kreide

### 2.3.1 Schrambach Schichten

#### Begriffsprägung

A. LILL v. LILIENBACH (1830: 153)

#### Allgemeines

In der Thierseemulde überschreitet die Sedimentation der Aptychenschichten in Kalkfazies in Form der Oberalmer oder der Ammergauer Schichten die Jura-Kreide-Grenze ohne lithologische Änderung und schlägt erst im Berrias bzw. im unteren Valangin zur mergeligen Tiefwasserfazies der Schrambach Schichten um (SCHÜTZ 1979: 68). Da Aptychen weiterhin ein häufig auftretendes Makrofossil darstellen, wird dieses Schichtglied auch als Neokom-Aptychenschichten bezeichnet.

#### Beschreibung

Die Schrambach Schichten entwickelten sich aus den liegenden Ammergauer Schichten durch Zunahme des mergeligen Charakters innerhalb eines mehrere Meter bis Zehnermeter mächtigen Übergangsbereiches. So sind in die Mergel v.a. im unteren Bereich des Schichtgliedes noch hornsteinführende, mergelige Kalke eingelagert. Die Hauptmasse bilden aber grünlichgraue, fein aufspaltende Mergel, mit vereinzelt, siltig-sandigen Einschaltungen. Allodapische Kalke im Stile der Barmsteinkalke sind nicht vorhanden; solche treten erst ab dem Barréme auf, wo die Abfolge dann als Thiersee Schichten bezeichnet wird.

#### Zeitliche Erstreckung

Valangin bis unteres Barréme (HARLOFF 1989: 278)

#### Mächtigkeit

Die aus dem Querprofil abschätzbare Mächtigkeit liegt bei ca. 250 m.



Abb. 32: Feinspaltende Mergel der Schrambach Schichten

## 2.3.2 Thiersee Schichten

### Begriffsprägung

„Thiersee-Fazies“ (WEIDICH 1987: 54)<sup>1</sup>

„Thiersee-Schichten“ (HARLOFF 1989: 277 bzw. 281)

### Allgemeines

Im Zentrum der Thierseemulde ist über den Mergeln der Schrambach-Fm. die ammonitenreiche Kalk-Mergel-Wechselfolge der Thiersee-Schichten ausgebildet, in die vereinzelt allodapische Kalke mit Urgon-Faunenelementen eingeschaltet sein können (HARLOFF 1989). Bei diesen Faunenelementen handelt es sich um Flachwasserbiogene, die entweder in Geröllen aus unterkretazischen Flachwasserkalken – den sogenannten Urgonkalken – oder als eigenständige Komponenten in die Schüttungen eingebaut sind (HAGN 1982). Die als Liefergebiet der allodapischen Kalke diskutierte Urgon-Plattform ist nicht mehr erhalten bzw. konnte noch nicht direkt nachgewiesen werden. Ihre Position vermutet HARLOFF (1989: 291) im Bereich des Kalkalpensüdrandes mit einer Schüttungsrichtung nach N. Die Kalk-Mergel-Wechselfolge geht hangend über in einen Bereich, der stark von sandigen Tonschiefern und Mergeln dominiert wird, aber immer noch allodapische Kalke führt. Dieser Abschnitt wird von WEIDICH (1987: 62) mit den Rossfeldschichten und von HARLOFF (1989: 281) mit den Tannheimer Schichten parallelisiert.

### Beschreibung

Im vorliegenden Arbeitsgebiet bestehen die Thiersee-Schichten aus einer Wechsellagerung von fein aufspaltenden, grünlichgrauen Mergeln und dunkelgrauen, mergeligen Kalken, die in bis zu 3 dm mächtigen Bänken vorliegen. Weitere charakteristische Merkmale der Abfolge sind der große Reichtum an Ammoniten und die starke Bioturbation. Dabei verleihen die dunklen, leicht vererzten Wühlgänge den Kalken ein unregelmäßig fleckiges Aussehen. Mikrofaziell können diese als spiculitische, mergelige Mikrite beschrieben werden, die neben zahlreichen Radiolarien auch dünnwandige Ostrakoden und Fischreste führen. Das Gestein trägt damit zahlreiche Merkmale einer Beckenfazies. Hinweise, dass es sich bei den kalkreicheren Bänken um distale Ausläufer von Turbiditen handelt (HERM & WEIDICH 1985: 36)<sup>1</sup>, liefern zumindest die beprobten Bänke (n=3) nicht.

Die Thiersee-Schichten sind aufgrund der Kalke verwitterungsbeständiger als die reinen Mergel der Schrambach Fm. und treten deutlich als morphologischer Rücken hervor. Damit sind sie trotz der schlechten Aufschlusslage durch die gesamte Thierseemulde im Arbeitsgebiet verfolgbar. Eine Abtrennung eines oberen, sandigen Abschnittes war allerdings nicht möglich, weshalb die gesamte Abfolge als Thiersee Schichten (s. I.) bezeichnet wird.

<sup>1</sup> zitiert aus: HARLOFF 1989



### **Zeitliche Erstreckung**

Die Thiersee-Schichten im Sinne von HARLOFF (1989) reichen vom Barréme bis ins unterste Apt. Das Alter der hangenden, stärker mergeligen Abfolge ist Apt und teilweise noch unteres Alb (RISCH 1971: 21), wobei nicht eindeutig geklärt ist, ob diese im westlichen Teil der Thierseemulde überhaupt vorhanden ist.

### **Mächtigkeit**

Aufgrund der schlechten Aufschlusslage sind kaum Mächtigkeitsangaben möglich. Die Mindestmächtigkeit dürfte allerdings bei mehreren Zehnermetern liegen. Am Typusprofil der Thiersee Schichten (Glemmbach bei Thiersee) erstrecken sich diese – allerdings mit einigen Aufschlusslücken – über 175 m (HARLOFF 1979: 280).



Abb. 33: Kalk-Mergel-Wechselfolge der Thiersee Schichten im Kern der Thierseemulde



### 2.3.3 Gosau-Gruppe

Nachdem die von der Unterkreide bis in die tiefere Oberkreide reichende, eoalpidische Deformation die ostalpinen Einheiten und damit auch die permomesozoische Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen gestapelt und verfault hatte, lagerten sich darauf diskordant Sedimente der Oberkreide (und des Paläozens) ab, die zusammenfassend als Gosau-Gruppe bezeichnet werden (TOLLMANN 1976: 400; WAGREICH & FAUPL 1994). Im Zuge dieser oberkretazischen Transgression wurden weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen (und benachbarter Gebiete) von gosauischen Sedimenten überlagert. Heute sind davon nur noch voneinander isolierte, fleckenhaft verbreitete Reste anzutreffen (TOLLMANN 1976: 401, 403; WAGREICH & FAUPL 1994). Auch die Brandenberger Gosau verteilt sich auf i. W. zwei Vorkommen – ein südliches im Bereich der Ortschaft Brandenburg und ein nördliches im Bereich der Zöttbachalm, der dieses auch seinen Namen verdankt.

#### Die Zöttbachalm Gosau

Die Zöttbachalm Gosau wird zur Unteren Gosau-Subgruppe gerechnet, deren Ablagerungszeitraum vom Oberen Turon bis ins Campan reicht. Dieser Unteren Gosau-SbGr., die im terrestrischen bis flachmarinen Milieu abgelagert wurde, steht die Obere Gosau-SbGr. gegenüber, die von tiefmarinen Ablagerungen dominiert wird (WAGREICH & FAUPL 1994: 235). Die Gosau-Gr. insgesamt ist charakterisiert durch „ein Nebeneinander und Ineinandergreifen von verschiedenen Faziesausbildungen ... auf engem Raum“ und „regional rasch wechselnden Zügen“ (TOLLMANN 1976: 404), wodurch eine regional gültige Gliederung mit wesentlichen Schwierigkeiten verbunden ist. Zur Unterteilung der Zöttbachalm Gosau in kartierbare Einheiten beziehe ich mich auf eine von SANDERS (1998: 142) in einem stratigraphischen Übersichtsprofil der betreffenden Abfolge verwendete lithologische Untergliederung in basale Breccien und Konglomerate, darüber folgende Sandsteine mit eingeschalteten Flachwasserkarbonaten und abschließend eine paralische Abfolge. Durch Zuordnung der lithologischen Einheiten zu Fazieszonen (entsprechend der von SANDERS (1998: 166 ff) definierten Fazies-Assoziationen) ist eine Dreigliederung der Zöttbachalm Gosau in eine alluviale, eine litorale und eine paralische Abfolge möglich. Diese interpretierenden Begriffe sind dabei als grobe Vereinfachung zu verstehen, da sie sich nur auf den für jede Abfolge jeweils dominanten Faziestyp beziehen.

#### Paläokarst

Im Zuge der gosauischen Erosions- und Sedimentationsgeschichte kam es vielfach auch zu einer tiefgreifenden Verkarstung des Untergrundes (SANDERS 1998: 142).

Grundsätzlich lassen sich zwei Formen von „Paläo-Erosion“ unterscheiden:

Zum einen sind dies Karstbildungen mit einzelnen Spalten und Adern, die mit roten, siltigen mudstones oder Breccien verfüllt sind. Teilweise wurden die Karstschlächte

dabei noch vor der Verfüllung durch einen Saum aus Hundezahnzement ausgekleidet. Im Arbeitsgebiet ist Paläokarst im Wettersteinkalk und im Tierbergkalk zu beobachten, während er im Dolomit kaum auftritt.

Daneben sind im Tierbergkalk westlich der Breitenbachalm gleichartig verfüllte Spaltensysteme ausgebildet, die das Untergrundgestein in isolierte, aber gegeneinander nicht rotierte Blöcke zergliedern (Abb. 34). Interpretiert wird dies als eingesedimentierte, fossile Bergzerreißung an einem Paläohang, der hier am rezenten Hang erhalten geblieben ist und wohl ähnlich ausgerichtet war (S- bis SW-fallend).

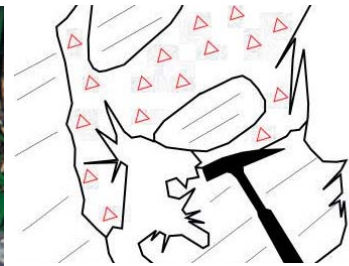


Abb. 34: In Spaltensysteme des Tierbergkalkes eingedrungene Gosaubreccie: An den gleich orientierten Schichtfugen des Tierbergkalkes erkennt man, dass die größeren Blöcke im Verband stehen.

### Alluviale Abfolge

Als alluviale Abfolge werden hier die terrestrischen, grobklastischen Ablagerungen der Zöttbachalm Gosau zusammenfassend bezeichnet. Grundsätzlich bilden sie die Basis der Gosasedimente, verzahnen aber mit distaleren Einheiten der Gosau und überlagern diese im Randbereich der ehemaligen Becken sogar. Gebildet wird die Abfolge aus Breccien, Konglomeraten und untergeordnet Sandsteinen, wobei der Reifegrad der Sedimente in der Gosaubasis zum Hangenden hin zunimmt:

Im unteren Bereich zeigen die Breccien nur eine sehr undeutliche Schichtung mit mehreren Meter dicken Bänken. Die Komponenten sind maximal kantengerundet und erreichen Durchmesser von bis zu 1 m. Die Matrix ist beigebraun bis leicht rötlich gefärbt. Die Breccien sind Aufarbeitungsprodukte des lokalen Untergrundes und wurden als Hang- oder Murschutt in Schuttkegeln und Schuttfächern abgelagert.

Sie gehen nach oben über in Ablagerungen der namensgebenden alluvialen Schuttfächer, charakterisiert durch im dm- bis wenige m-Bereich gebankte Breccien, mit mäßig bis gut gerundeten Komponenten und einer stark rot gefärbten Matrix. Hangend werden die Breccien schließlich zunehmend durch Konglomerate abgelöst. Die Konglomeratbänke zeigen erstmals auch intern deutliche sedimentäre Gefüge, wie aufrechte Gradierung und

schichtparallele Einregelung planarer Gerölle. Indikatoren für die Paläoschüttungsrichtung, wie z.B. Dachziegellagerung solcher Gerölle, konnten nicht gefunden werden. Zur überlagernden litoralen Abfolge der Zöttbachalm Gosau besteht ein kontinuierlicher Übergang, der durch die zunehmende Einschaltung von Sandsteinbänken charakterisiert wird. Die Grenze zu dieser Abfolge wurde meinerseits dort gezogen, wo die Sandsteine erstmals gegenüber den Konglomeraten dominieren.

Die Mächtigkeit der alluvialen Abfolge schwankt sehr stark. Sie erreicht maximale Werte von 150 bis 200 m und kann lateral auf einer Distanz wenigen Hundertermetern völlig auslinsen. Die Verteilung der Mächtigkeiten lässt erkennen, dass diese Sedimente ein tief eingeschnittenes, NW – SE gerichtetes Paläotal mit z. T. steilen Hangflanken verfüllten. Das Paläotal quert das heutige Brandenbergtal im Bereich des Trauerstegs.

### Litorale Abfolge

Diese besteht aus meist roten Sandsteinen verschiedener Ausprägung und eingeschalteten Konglomeraten. Eine Ausprägung der Sandsteine zeigt vorwiegend Schräg- und Kreuzschichtung und ist aus lateral rasch auslinsenden Schrägschichtungskörpern aufgebaut (Abb. 35). Der andere Typ weist mächtigere Bänke (bis 1m) auf, die lateral wesentlich beständiger sind und intern oft massiv erscheinen, aber auch laminiert sein können. Typisch sind Hummocky-Kreuzschichtung und flachwinklige Schrägschichtung. In den Sandsteinen treten Grabspuren vom Typ „Stelloglyphus“ auf, die flachmarines Bildungsmilieu anzeigen (SANDERS 1998: 164). Die eingeschalteten Konglomerate zeigen eine gute Sortierung und korngestütztes Gefüge. Die Komponenten sind gut gerundet und haben teilweise eine polierte Oberfläche.

Die sedimentären Strukturen und die Spurenfossilien zeigen für die Abfolge insgesamt eine Ablagerung im Küstenbereich an. Der erstbeschriebene Sandsteintyp stellt dabei Bildungen im wellendominierten Strandbereich (*foreshore* bis *upper shoreface*) dar und der zweite Typ Ablagerungen am flachen Schelfbereich (*lower shoreface* bis *offshore*), die als Tempestite interpretiert werden können (SANDERS 1998: 164 ff). Die eingeschalteten Konglomerate stellen dementsprechend Kiesstrandablagerungen oder auch sturminduzierte Sedimente dar, auch distale Schüttungszungen der alluvialen Schuttfächer sind möglich.



Abb. 35: Basale litorale Abfolge aus schräggeschichteten Konglomeraten und Sandsteinen



Die litorale Abfolge markiert damit die Transgression des Gosausees über weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen. Sehr schön ist diese Entwicklung in der Weißachenschlucht zu sehen: Zuerst wurde das Relief in Form des tief eingeschnittenen Paläotals der Zöttbachalm Gosau von der alluvialen Abfolge aufgefüllt und dann transgredierte das Meer über die Talflanken hinaus und überflutete weitflächig die tiefgelegenen Bereiche der Kalkalpen (Abb. 36).

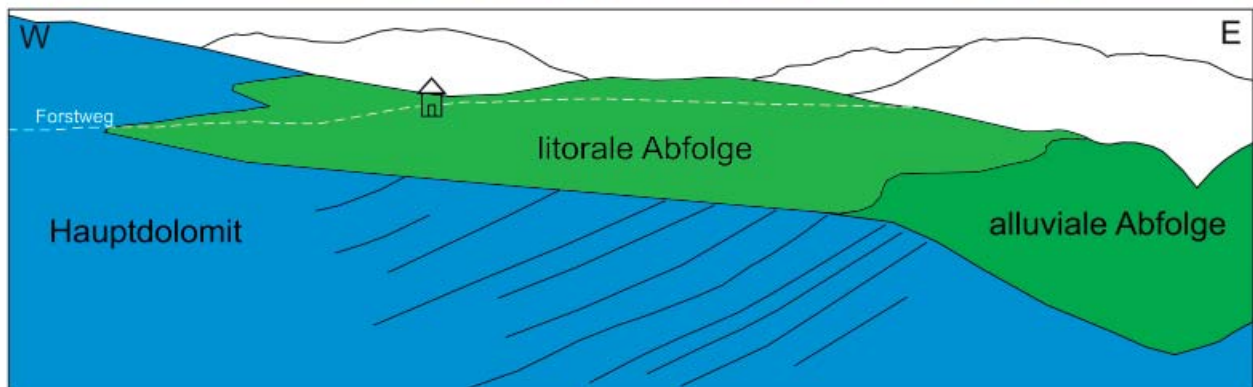


Abb. 36: Blick von der Hochtalalm Richtung Baumbachalm nach N über das Weißachtal hinweg: Deutlich zu sehen ist die Winkeldiskordanz zwischen Hauptdolomit und sählig lagernden Gosausedimenten, die rechts an einer Kante - genau am Übergang litorale - alluviale Abfolge - nach unten abfällt.

### Paralische Abfolge

Die Abfolge besteht aus siliziklastischen bis karbonatischen,  $C_{org}$ -reichen Sedimenten, die im Oberen Turon im Küstenbereich abgelagert wurden (SANDERS 1997: 585; SUMMESBERGER & KENNEDY 1996).

Den unteren Teil der Abfolge bilden bräunlich-schwarze, kaum verfestigte Sandsteine, in die bioklastische, zum Teil dolomitisierte Kalke eingeschaltet sind. Die Karbonatbänke zeigen mehrere Merkmale von Turbiditen und stellen Schüttungen von aufgearbeiteten Flachwasserkalken auf einen siliziklastisch dominierten Schelf dar (Abb 37). Über einer Aufschlusslücke folgen Sandsteine, Mergel,  $C_{org}$ -reiche Kalke, Dolomite und Kohlen, die in einer zyklischen Wechsellagerung vorliegen. Die Zyklen zeigen meist eine regressive Entwicklung von flachmarinen Bedingungen hin zu brackisch-limnischen Bedingungen von Küstensäumpfen und eingeschränkten Meeresrandbecken (SANDERS 1997). Die

Transgression wird in den Sedimenten dabei kaum abgebildet, weshalb auch der Begriff „Hemizyklus“ verwendet wird (HERM 1977). Eine Besonderheit der paralischen Abfolge ist ihr Reichtum an Serpentingeröllen, wobei einzelne Sandsteine bis zu aus 60% Serpentinikörnern bestehen können (WAGREICH 1993: 668).

Die paralischen Abfolge wird überlagert von Debriten, die mit der zyklischen Abfolge verzahnen und die (erhaltene) sedimentäre Abfolge der Zöttbachalm Gosau abschließen. Diese Breccien weisen in ihrer Ausbildung große Parallelen mit den basalen Anteilen der alluvialen Abfolge auf und stellen gewissermaßen auch deren Fortsetzung dar. Es handelt sich um die Progradation der grobklastischen Sedimentation, die durch den relativen Meeresspiegelanstieg (siehe Pkt.: Litorale Abfolge) landwärtig verlagert worden war.

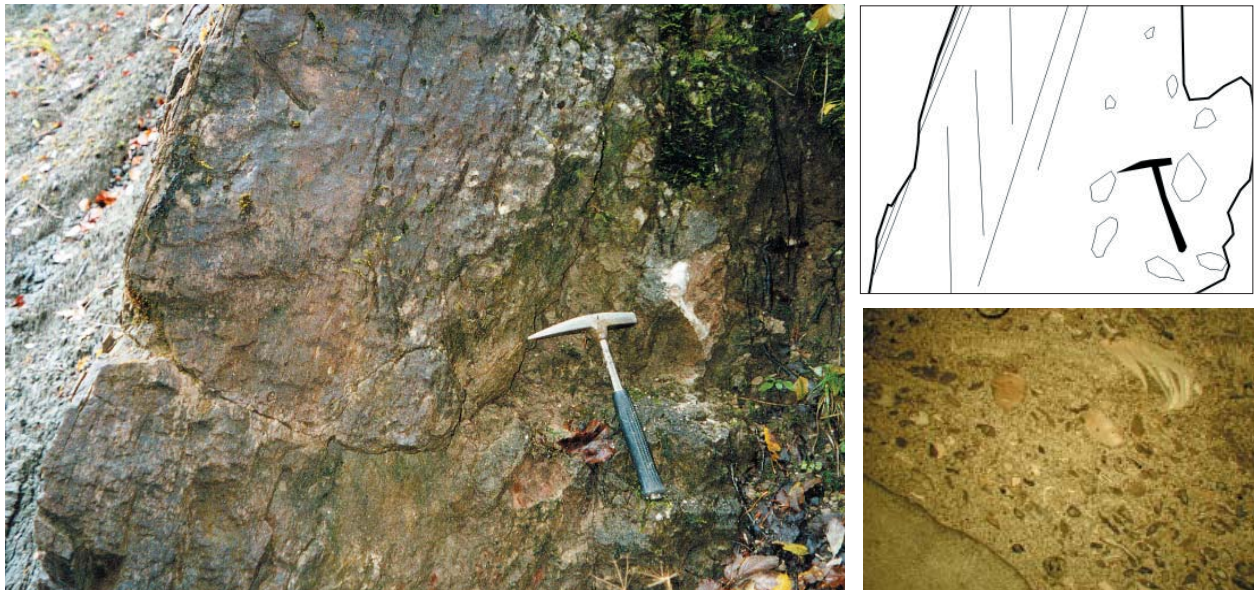


Abb. 37: Die abgebildete tlw. dolomitisierte Kalkbank ist 1 m mächtig und besteht aus einer basalen Breccie und darüber flach- dann schräg und abschließend erneut flachgeschichteten, aufrecht gradierten grains-tones. Die Komponenten werden neben Bioklasten – u. a. Bruchstücke von Rudisten (siehe Dünnschliff rechts, Bildbreite: 22 mm) – auch von Lithoklasten gebildet, die sehr gut gerundet sein können. Der Aufbau der Bank entspricht einer Bouma-Sequenz (BOUMA 1962: 49; ENGEL 1970) und spricht für eine Ablagerung aus einem Trübestrom, der, der Schrägschichtung nach zu urteilen, grob nach N geschüttet wurde. Eingelagert ist die Bank in dunkle, kaum verfestigte Sandsteine. Der Serpentin in den Sandsteinen wäre dabei eine mögliche Mg-Quelle für die Dolomitisierung des Kalkes.

### Die Schmaleggalm Gosau

Im Bereich der Unteren Schmaleggalm, 3 km südöstlich der Erz.-Joh.-Klause, wird der Hauptdolomit diskordant von einer Breccie überlagert, die vermutlich gosauischen Alters ist.

Die Breccie erreicht eine maximale Mächtigkeit von ungefähr 10 m und verteilt sich auf zwei Vorkommen, die sich im Kartenbild beide auf jeweils eine Fläche von ca. 300 mal 100 m erstrecken und durch ein kleines Tal getrennt werden. Die Komponenten der Breccie – es wurde nur kalkalpines Material gefunden – sind kantengerundet und erreichen im Bereich der Basis eine maximale Größe von 3 bis 4 dm. Die Matrix ist dolomitisch und



beige bis rot gefärbt. Bereichsweise deutet sich eine sedimentäre Schichtung an, die  $\pm$  parallel zur basalen Erosionsdiskordanz mäßig steil nach S einfällt.

In der Breccie sind sowohl Kluftsysteme mit orthogonal zueinander angeordneten Flächen, als auch en echelon angeordnete Kluftscharen ausgebildet, die mit ziemlicher Sicherheit auf eine tektonische Beanspruchung des Gesteins zurückzuführen sind (Abb. 39 & 40). Im Dünnschliff erkennt man beginnende Drucklösung in Form von Stylolithenbildung an den Kornkontakten. Mikrostylolithenbildung ist in Karbonatgesteinen ab einer Überlagerung von 90 m bekannt, tritt aber normalerweise erst ab ca. 600 m Überlagerung verstärkt auf (BATHURST 1981, MOORE 1989).

Obwohl keine Altersdatierung der Breccie vorliegt, scheint aufgrund der augenscheinlichen Ähnlichkeit dieser mit der basalen alluvialen Abfolge der Zöttbachalm-Gosau, der tektonischen Beanspruchung und der Mikrostylolithenbildung an den Kornkontakten der Breccie deren Deutung als gosauische Basisbreccie gerechtfertigt bzw. eine Bildung als Gehängebreccie unwahrscheinlich.



Abb. 38: Polymikte Breccie nahe der Schmaleggalm: In ihrer Ausbildung gleicht sie stark den basalen Anteilen der alluvialen Abfolge der Zöttbachalm-Gosau.



Abb. 39: Schliffbild aus der Schmaleggalm-Breccie (Bildbreite: 7 mm): Intergranulare Drucklösung an den Kornkontakten führte zum Ineinandergreifen der einzelnen Komponenten, wobei die Suture durch Mikrostylolithen nachgezeichnet wird. Genau dies beschreibt SANDERS (1989: 146 f) auch aus der alluvialen Abfolge der Zöttbachalm-Gosau.



Abb. 40: Klüfte in der Schmaleggalm-Breccie; links ein System leicht spitzwinklig zueinander orientierter Kluftscharen, rechts eine Schar en echelon angeordneter Klüfte: Die Klüfte sind ebenflächig ausgebildet, durchschlagen Matrix und Komponenten, sind nicht geöffnet und nicht zementiert. Obwohl an ihnen kein makroskopischer Versatz feststellbar ist, spricht ihre Anordnung und Ausbildung klar für eine tektonisch bedingte Entstehung.



## 2.4 Quartär

### Moränen

Der Großteil des Gebietes weist, wie schon in der Einleitung erwähnt, eine glaziale Überformung auf. Dementsprechend sind auch weitverbreitet Moränenvorkommen anzutreffen, die im Wesentlichen alle als Grundmoränenreste angesprochen werden können. Der Gehalt an erratischen Geröllen nimmt dabei von S nach N über die Hauptdolomitschwelle der Niederen Böden (südlich der Erzh. Joh.-Klause) hinweg deutlich ab, woraus deren Funktion als zeitweilige Barriere für den Inntalgletscher abgeleitet werden kann.

### Lakustrine Ablagerungen

Nordwestlich der Zöttbachalm sind beidseitig der Weissache nicht verfestigte, graue Seetone aufgeschlossen, die von Schottern überlagert werden. Die Grenze zwischen Ton und Schotter liegt südlich der Weissache auf einer Seehöhe von 810 bis 830 m und nördlich davon auf ca. 850 m. Bei den Schottern handelt es sich um nicht verfestigte, geschichtete Sande und Konglomerate, bestehend aus kalkalpinem Material. In einem Aufschluss am Weg zur Baumbachalm nördlich der Weissache (300 m westlich ihrer Mündung in die Brandenberger Ache) fallen diese mit 20° - 30° nach NNE ein (Abb. 41). Die Schotter können damit als Ablagerungen eines nach ± NNE, in einen quartären See progradierenden Deltas interpretiert werden. Über das Alter und die Entstehungsbedingungen dieser Sedimente können an dieser Stelle nur Mutmaßungen formuliert werden: Auffallend ist, dass die Paläoschüttungsrichtung quer zum rezenten Hauptabflusssystem (Weissache nach E und Brandenberger Ache nach SE) verläuft und dass die heutige Morphologie keine Hinweise gibt, wie es zur Bildung des quartären Sees gekommen ist. Damit scheint eine Interpretation als Eisrandstausee oder als Bildung in einer Toteislandschaft am plausibelsten.



Abb. 41: Von sählig lagernden Schottern überdeckte nach NNE einfallende Schotter, die als in einen quartären See progradierende Deltasedimente interpretiert werden.

## 3 Tektonik

### 3.1 Stand der tektonischen Forschung

In der tektonischen Erforschungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen hielt die Deckenlehre bereits am Anfang des 20. Jahrhunderts Einzug (AMPFERER 1902, TERMIER 1903)<sup>1</sup>, traf aber bis in die 70er Jahre des Jahrhunderts auf zahlreiche Widersacher (e. g. JACOBSHAGEN 1958, KRAUS 1967)<sup>1</sup>. Erst als Tiefbohrungen die Deckenstruktur der Nördlichen Kalkalpen belegten (KRÖLL & WESSELY 1967, BACHMANN & MÜLLER 1981) und mit der Plattentektonik ein geodynamisches Rahmenmodell existierte, fand die Theorie des Fernschubs der Kalkalpendecken allgemeine Anerkennung. Für den Bereich der TRANSALP Tiefenseismik ergab sich aus der Tiefbohrung Vorderriß 1 (ca. 30 km westlich, abgeteuft in den Jahren 1977 & 78) folgender vertikaler Aufbau des kalkalpinen Deckenstapels (BACHMANN & MÜLLER 1981), der sich auch im Kartenbild nachvollziehen lässt (AUER & EISBACHER 2003) – vom Liegenden zum Hangenden bzw. von N nach S: die Cenoman-Randschuppe, die Allgäu-Decke, die basale „Lechtal-Schuppenzone“ bzw. Lechtal-Decke I und die eigentliche Lechtal-Decke (oder LD II), die das tektonische Rahmenelement der vorliegenden Arbeit bildet.

Die Struktur der Lechtal-Decke wird im Untersuchungsbereich durch E-W streichende Großfalten gebildet (AMPFERER 1925). Diese sind von S nach N die im Wesentlichen aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit aufgebaute Guffert-Pending-Antiklinale, die Thiersee Synklinale mit ihrer jurassisch-kretazischen Füllung und die Wamberger Antiklinale, die hier östlich der Isar als Trausnitz Antiklinale bezeichnet wird. Die Thiersee-Mulde biegt im W im Raum Achenkirch über einen Doppelknick nach S und geht dann in die wiederum E-W streichende Karwendelmulde über. In diesem Bereich waren bedeutende Überschiebungen der Achentaler Schubmasse bzw. der Unnutzmasse – als das Westende des Guffert-Pending Gewölbes – auf die „Jungschichten“ im Knick der Thiersee-Mulde schon lange bekannt (e. g. AMPFERER 1941). Der Ausstrich einer bedeutenden, nach S einfallenden Überschiebungsfläche in der eigentlichen, E-W streichenden Thiersee-Mulde östlich davon wird dagegen erst in jüngerer Zeit diskutiert, wobei v. a. auch die TRANSALP Tiefenseismik die Existenz einer solchen im Maßstab einer Deckengrenze annehmen lässt (EISBACHER & BRANDNER 1996, AUER & EISBACHER 2003, ORTNER 2003, TANNER et al. 2003).

Zur Deformationsgeschichte der westlichen Nördlichen Kalkalpen entwickelten EISBACHER & BRANDNER (1996) erstmals ein kinematisches Gesamtmodell: Dabei erfolgt die Anlage der im Zuge der Orogenese genutzten Strukturen schon zur Zeit der Ablagerung der Gesteine in Form von triassischen Plattform-Becken-Übergängen und jurassischen Abschiebungen. Im Zuge der internen Deckenstapelung (Inntal-, Lechtal-, Allgäu-Decke) in der frühen Oberkreide kommt es zur Ausbildung WNW- bis NW- vergenter Falten- und Überschiebungsstrukturen und NW-streichender, dextraler

Seitenverschiebungen. Nachdem gosauische Ablagerungen diese Strukturen plombiert haben, werden sie in einer paläogenen, N- bis NE-gerichteten Einengung als NE-streichende, sinistrale Scherzonen und NW-streichende, steile Überschiebungen zum Teil reaktiviert. Die oligozän-miozäne Deformation führt in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Inntal und Achensee zu einzelnen konjugierten Seitenverschiebungen, läuft aber vor allem an deren Rändern ab – der frontalen Überschiebung im N und der sinistralen Inntalstörung im SE (siehe auch: RATSCHBACHER et al. 1991).

ORTNER (2003 a & b) arbeitete anhand synorogener Sedimente und Deformationsstrukturen detailliert kompressive und extensionale Deformationsereignisse und Überschiebungssequenzen innerhalb der erwähnten Phasen heraus: So erfolgte die kretazische Stapelung der kalkalpinen Decken nicht in Form einer simplen vorwärts-propagierenden Überschiebungssequenz, sondern mit räumlichen Sprüngen der Überschiebungsabfolge im Akkretionskeil: Juvavikum auf Tirolikum im Barreme, Lechtal-Decke auf Allgäu-Decke im Apt/Alb, Inntal-Decke auf Lechtal-Decke im Alb/Cenoman und Lechtal-Decke auf die zukünftige Cenoman-Randschuppe ab dem Turon.

## **3.2 Die strukturgeologische Situation im Arbeitsgebiet**

### **3.2.1 Überblick**

Das Arbeitsgebiet erfasst im S den Nordschenkel der E-W streichenden Guffert-Pending-Antiklinale und im N die parallel dazu verlaufende Thiersee-Mulde. Der Kern des Guffert-Pending-Gewölbes wird von Wettersteinkalk gebildet und der Nordschenkel von Hauptdolomit. Am tektonisch überprägten Kontakt von Wettersteinkalk zu Hauptdolomit liegt die Zöttbachalm-Gosau. Der Hauptdolomitschenkel zwischen Guffert-Pending-Antiklinale und Thiersee-Mulde zeigt einen komplizierten internen Faltenbau aus einer weiteren Synklinale (Schmaleggalm-Synklinale) und einer zerscherten, nordvergenten engen Antiklinale (Schmaleggalm-Antiklinale), deren tektonisch ausgedünnter Nordschenkel den inversen Südschenkel der Thiersee-Mulde darstellt. In diesem Bereich streichen auch die Thiersee-Überschiebungen aus. Die Thiersee-Mulde hat eine jurassisch-unterkretazische Füllung und geht nach N über in die Trausnitz-Antiklinale (Valepp-Antiklinorium bei AUER & EISBACHER 2003) über. Größere Störungen bzw. Störungssysteme sind die schon erwähnte Thiersee-Überschiebung, die Schmaleggalm-Störung im Bereich der Schmaleggalm-Antiklinale, die Kühberg-Störung und die Diebsloch-Störungen, beide im Bereich der Zöttbachalm-Gosau.



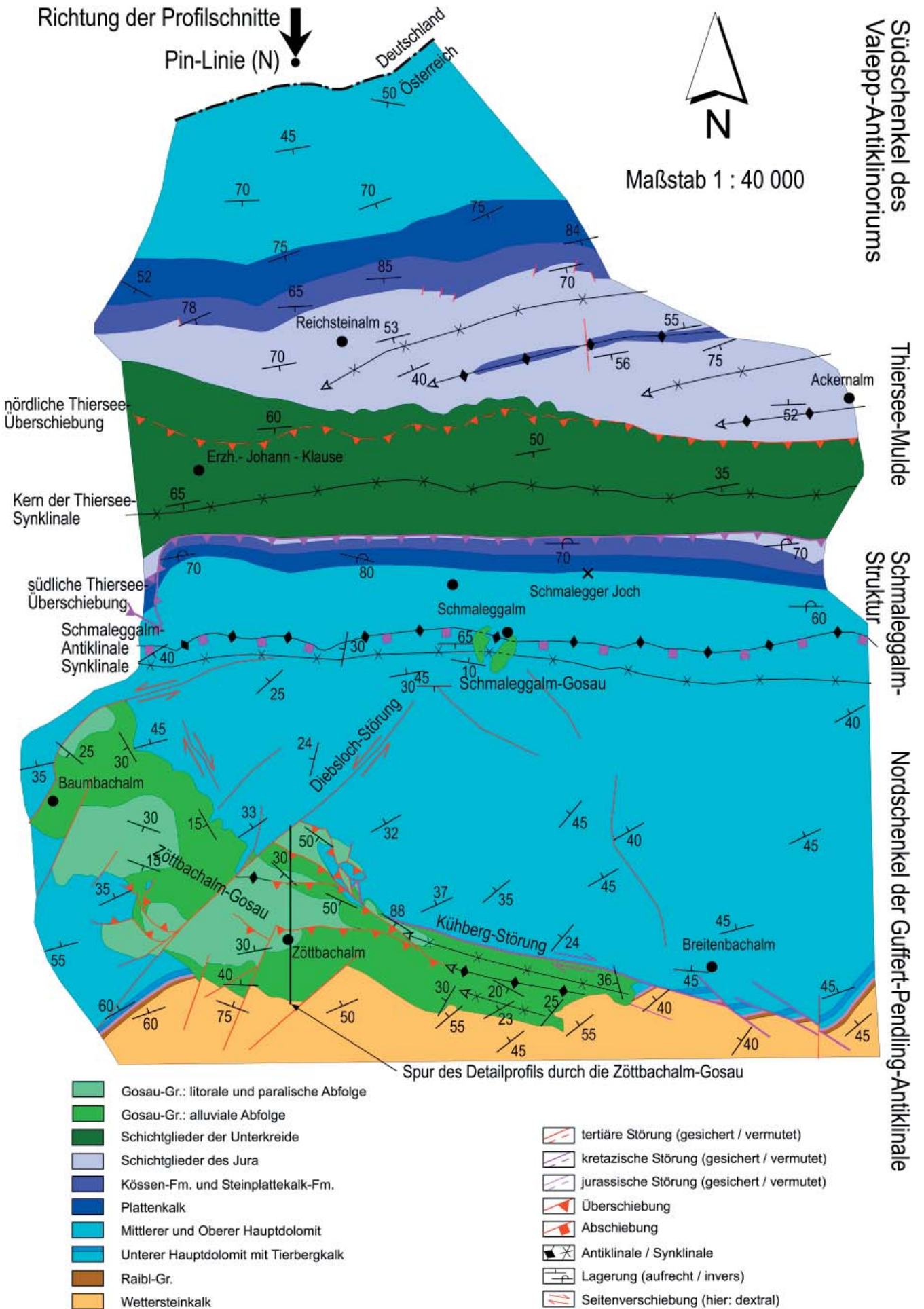


Abb. 42: Tektonische Karte des Arbeitsgebietes

### 3.2.2 Die Guffert-Pendling-Antiklinale

Diese vom Achantal im W bis zum Inntal im E reichende Großstruktur im S des Arbeitsgebietes hat einen Kern aus Wettersteinkalk und Schenkel aus vornehmlich Hauptdolomit.

Im Untersuchungsbereich stellt sie sich als eine leicht nach S geneigte, mehr oder weniger symmetrische Antiklinale mit einer WSW-ENE-streichenden Faltenachse und einem durchschnittlichen Öffnungswinkel von  $90^\circ$  dar (Abb. 43.). Die Großfalte trägt an beiden Schenkeln gosauische Sedimente in Form der Brandenberger Gosau im S und der Zöttbachalm-Gosau im N. Während der nördliche Anteil der Brandenberger-Gosau großteils eine zum jurasisch-triassischen Substrat subparallele Schichtung zeigt, lagern deren nördlichste Reste (im Bereich Pittenbach) im S der Antiklinale und die Zöttbachalm-Gosau im N deutlich winkeldiskordant auf diesem (ORTNER 1996) und belegen die prägosauische Anlage der Falte. Beide Vorkommen liegen im Ausbissbereich der geringmächtigen Raibl-Gruppe und überlagern als ältestes Schichtglied den Wettersteinkalk.

Diese Bereiche der Antiklinale werden zudem von steilstehenden Störungen – der Kühberg-Störung im N und der Pittenbach-Störung (ORTNER 1996: 88) im S – zerschert. Die Kühberg-Störung ist nur im Bereich der Breitenbachalm östlich der Zöttbachalm-Gosau eindeutig zu identifizieren und stellt sich hier als ein System mehrerer, WNW-ESE-streichender, dextraler Seitenverschiebungen dar. Eine Plombierung der Störung durch die Gosausedimente, wie sie EISBACHER & BRANDNER (1996) darstellen, kann weder eindeutig belegt noch widerlegt werden.

Nördlich der Zöttbachalm-Gosau bildet ein weites Areal aus relativ gleichmäßig nach NW bis NNW einfallendem Hauptdolomit den Nordschenkel der Antiklinale. In diese Hauptdolomitmasse hat sich die Brandenberger Ache schluchtartig eingegraben und sich dabei stark an der tektonischen Vorzeichnung orientiert. Die Schlucht verläuft dabei entlang mehrerer N-S- bis NNW-SSE-streichender, dextraler Seitenverschiebungen, die sie über andere Bruchstrukturen (z.B. NNE- oder NNW-vergente Aufschiebungen) sprunghaft wechselt. (Abb. 44).

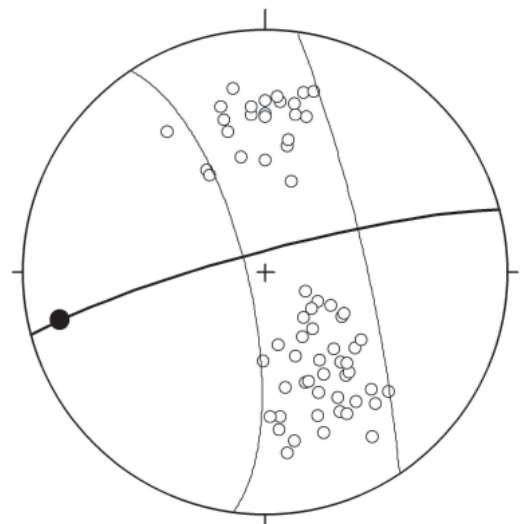


Abb. 43: Dargestellt sind die Polpunkte von Schichtflächen (leere Kreise), die Faltenachse (gefüllter Kreis) und die Achsenebene (Großkreis) der Guffert-Pendling-Antiklinale. Die zwei Kleinkreise liegen jeweils  $20^\circ$  vom Pi-Kreis („Polpunktkreis“) entfernt und ermöglichen eine Abschätzung der Zylindrizität der Falte, die in diesem Fall subzylindrisch ist.





Abb. 44: Wandbildende, dextrale Seitenverschiebungen im NW-fallenden Hauptdolomit in der Schlucht südlich der Erz.-Joh.-Klause. Die von links hinten in die Hauptscherfläche einmündenden Riedel-Scherflächen bilden ein eindeutiges Schersinnkriterium.

### 3.2.3 Die Zöttbachalm-Gosau in struktureller Hinsicht

Die Zöttbachalm-Gosau liegt mit einer Winkeldiskordanz von 30 bis 40° am Nordschenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale (Abb. 45). Aus den Lagerungsverhältnissen der Gosau ergibt sich deren Position in einer offenen, postgosauischen Mulde innerhalb des Nordschenkels der großen Antiklinale, der im Zuge dieser überprägenden Faltung im N der Oberkreideablagerungen verflacht und im S versteilt wird, nicht aber seine Einfallsrichtung ändert (Abb. 46 & 67).

Im zentralen Bereich wird die Gosau durch NNE-vergente Überschiebungen mehrmals verdoppelt, wobei die Hangendschollen eine Rampen-Flachbahngeometrie zeigen. Die NNE-vergenten Überschiebungen enden im W an der NE-SW-streichenden, sinistralen Diebsloch-Störung. Westlich davon sind in den Gosasedimenten nur noch kleinere, SSW-vergente Rücküberschiebungen zu finden. Die Kinematikindikatoren an den Aufschiebungen in der Gosau zeigen NNE-SSW-Kompression (Abb. 47).

Von den Überschiebungen abgeschnitten werden steilstehende, in ihrer Streichrichtung



stark voneinander abweichende Abschiebungen, an denen Teile der Oberkreidesedimente in ihren Untergrund eingesenkt werden. Da nur drei solcher Störungen eindeutig identifiziert werden konnten und diese zudem keine Bewegungsindikatoren zeigen, sind keine Paläostressanalysen möglich.

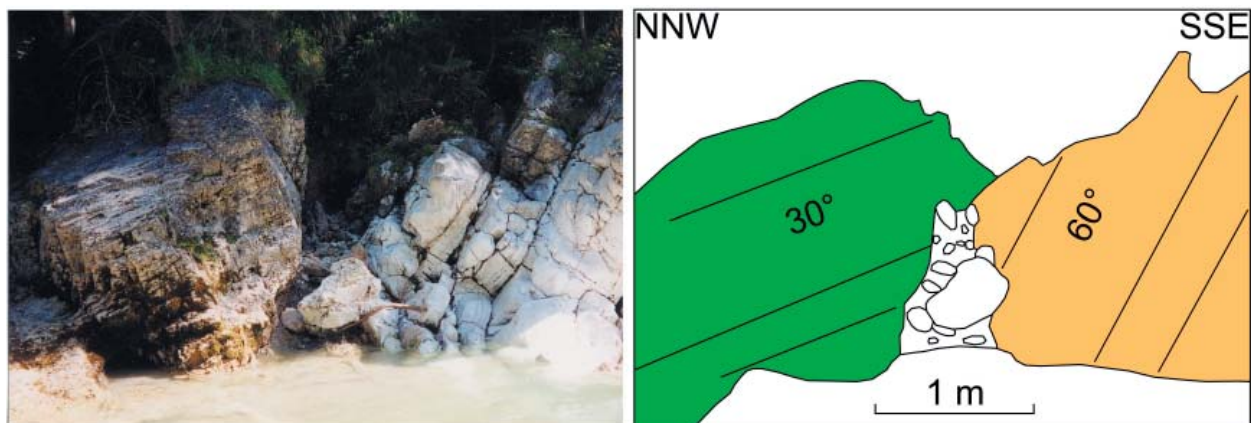


Abb. 45: Winkeldiskordanz zwischen Wettersteinkalk (gelb in der Skizze rechts) und auflagernden Oberkreidesedimenten (grün) der Zöttbachalm-Gosau am oberen Einstieg zur Kaiserklamm

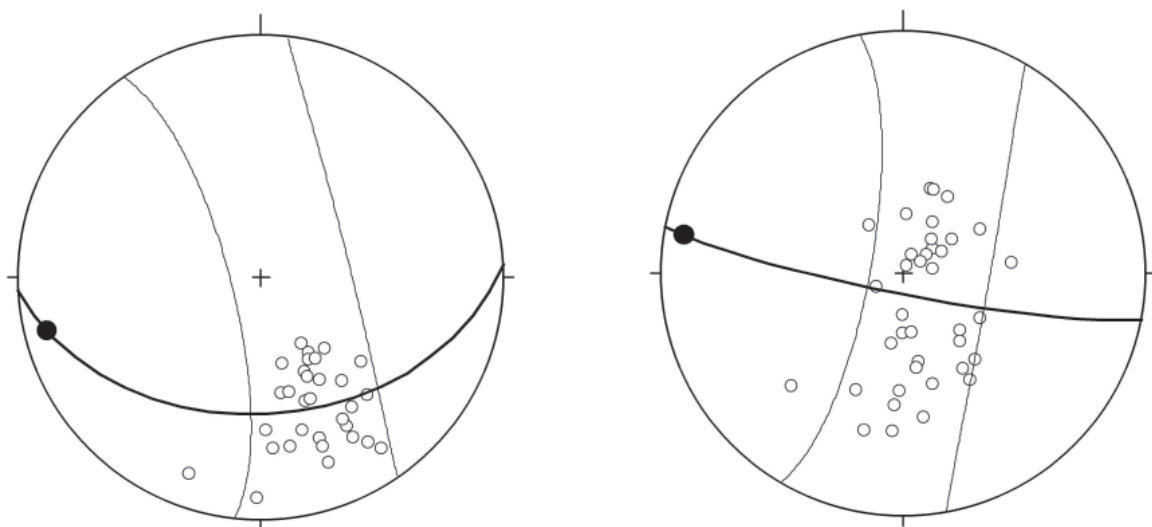


Abb. 46: Die Muldenstruktur am Nordschenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale, in der die Zöttbachalm-Gosau liegt (siehe Abb. 67):

Dargestellt sind die Polpunkte der Schichtflächen des triassischen Untergrundes (links) und der Gosau selbst (rechts) und die daraus berechneten Faltenachsen und Achsenebenen. Da die Daten alle aus Bereichen stammen, wo die Gosau noch im sedimentären Kontakt zu ihrem Untergrund steht und nicht abgeschert worden ist, müssen beide Einheiten im Verband verfault worden sein. Die Unterschiede in der Orientierung der strukturellen Elemente ergeben sich durch die bestehende Winkeldiskordanz zwischen beiden Einheiten.

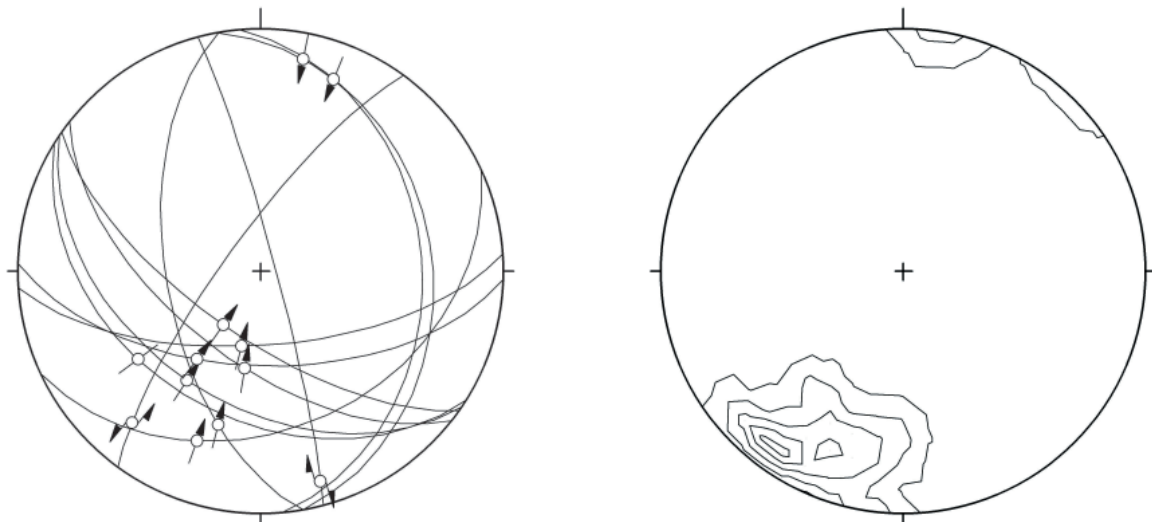


Abb. 47: Auf- und Seitenverschiebungen in der Zöttbachalm-Gosau und die Verteilung daraus errechneter P-Achsen (Theta = 30°): Alle angetroffenen Aufschiebungen lassen sich einer NNE-SSW-Kompression zuordnen.

### 3.2.4 Die Schmaleggalm-Struktur

Die Guffert-Pendling-Antiklinale geht nach N über in eine enges Synform-Antiform-Faltenpaar, dessen Elemente hier nach der Schmaleggalm benannt werden, da sich die Struktur in diesem Bereich am besten beobachten lässt (Abb. 51). Der Südschenkel der Schmalegg-Synklinale ist gleichzeitig der Nordschenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale. Beide Falten zeigen eine auffallend deutliche Symmetrie (vgl. Abb. 43 & 48). Die im Hauptdolomit verlaufende Schmaleggalm-Synklinale zeigt einen durchschnittlichen Öffnungswinkel von 90° und ist ebenfalls leicht nach S geneigt. Die Streichrichtung der Achsenebene weicht von E-W leicht nach ENE-WSW ab und die Faltenachse fällt flach nach ± W. Der mit durchschnittlich 55° nach S fallende, kartenmaßstäblich sehr kurze N-Schenkel der Schmaleggalm-Synklinale grenzt im N über einen von mehreren Störungen zerschlagenen Bereich an den inversen, mit durchschnittlich 70° nach S einfallenden S-Schenkel der Thiersee-Mulde. Einige dieser nach S einfallenden Störungsflächen lassen sich über Riedelscherflächen als Top-nach-S-Abschiebungen identifizieren. Aufgrund dieser Geometrie muss diese Struktur als nach N überkippte, enge Antiklinale – hier bezeichnet als Schmaleggalm-Antiklinale – interpretiert werden (Abb. 49). Deren Achsenebene wird dabei an Top nach S Abschiebungen versetzt, sodass anstatt eines antiformalen Scharniers nur Störungen zu beobachten sind. Im Bereich der Schmaleggalm werden die Synklinale und ein Teil der Abschiebungen von der Schmaleggalm-Breccie, die sehr wahrscheinlich gosauischen Alters ist (siehe Pkt. 2.3.3), plombiert (Abb. 51). Der aus obertriassischen bis jurassischen Gesteinen bestehende inverse N-Schenkel der Schmaleggalm-Antiklinale wird an einer steil nach S einfallenden südlichen Thiersee-Überschiebung, die v. a. in der ebenfalls inversen Juraabfolge verläuft, auf den

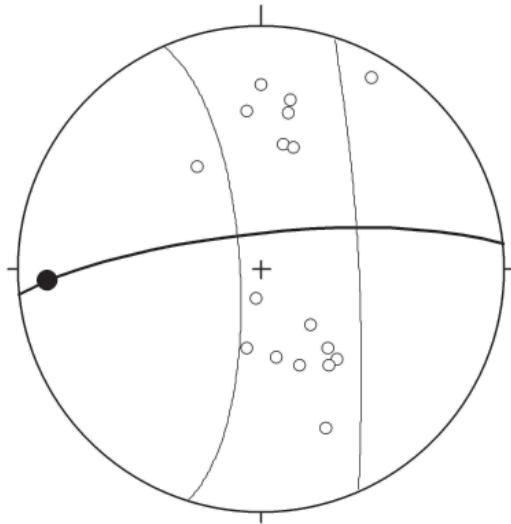


Abb. 48: Darstellung der Strukturelemente (wie oben) der Schmaleggalm-Synklinale

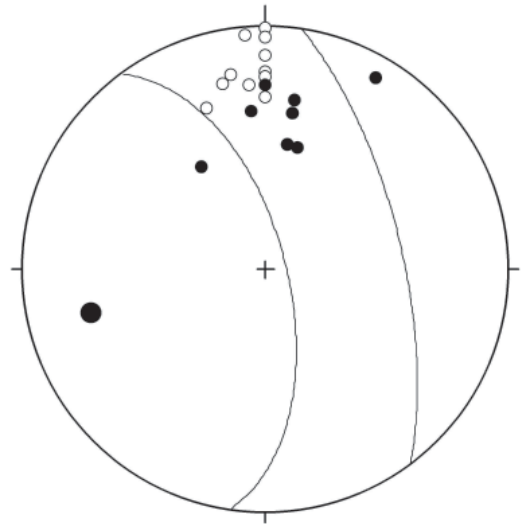


Abb. 49: Faltenachse (großer Kreis) und Polpunkte der Schichtflächen (kleine Kreise: schwarz = Südschenkel / weiß = Nordschenkel) der Schmaleggalm-Antiklinale. Die Achsenebene ist nicht berechnet worden, da sie durch die Ausdünnung des nördlichen Schenkels nicht die Winkelhalbierende zwischen den beiden Schenkeln darstellt.

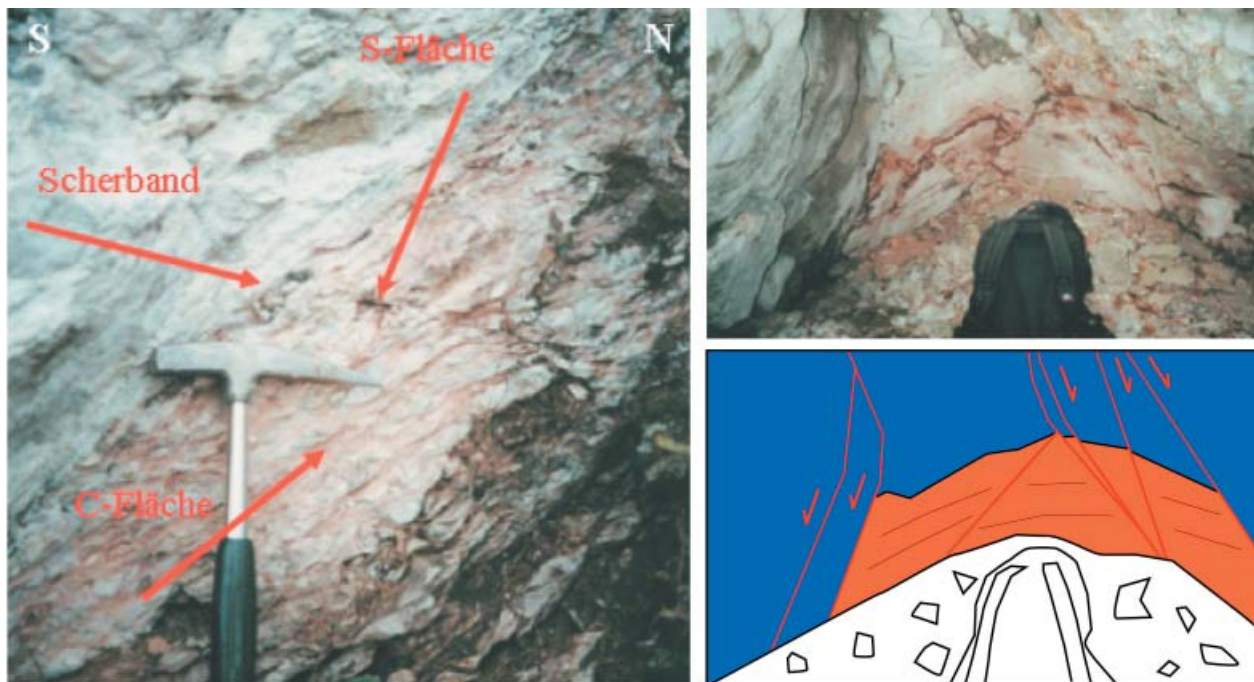


Abb. 50: Abgebildet sind Strukturen, welche die Ausdünnung des Nordschenkels der Schmaleggalm-Antiklinale bedingen: links ein Scherband in einer Scherzone in roten Kalken der Ammergauer Schichten, an der der hangende Block nach N bewegt wurde, und rechts Abschiebungen im inversen Steinplattekalk (blau in der Skizze) mitsamt unterlagerndem Adneter Kalk (rot)

kretazischen Kern der Thiersee-Mulde aufgeschoben. Der inverse Schenkel zeigt dabei eine deutliche tektonische Ausdünnung, die mit der Nähe zur Aufschiebung zunimmt. Es kommt dabei sowohl zur Reduktion der primären Mächtigkeit, als auch bereichsweise zum Ausfall ganzer Schichtglieder. Beobachtete Strukturen, die zu dieser Ausdünnung führen, sind kleindimensionale Abschiebungen und Scherbänder (Abb. 50). Auch die am



Nordende der Schlucht südlich der Erz.-Joh.-Klause kartierte flache Überschiebung, die im Querprofil zwischen dem Kern der Schmalegg-Antiklinale und der südlichen Thiersee-Überschiebung verläuft, bedingt eine Ausdünnung des Schenkels und kann gewissermaßen als „großdimensionales Scherband“ interpretiert werden.

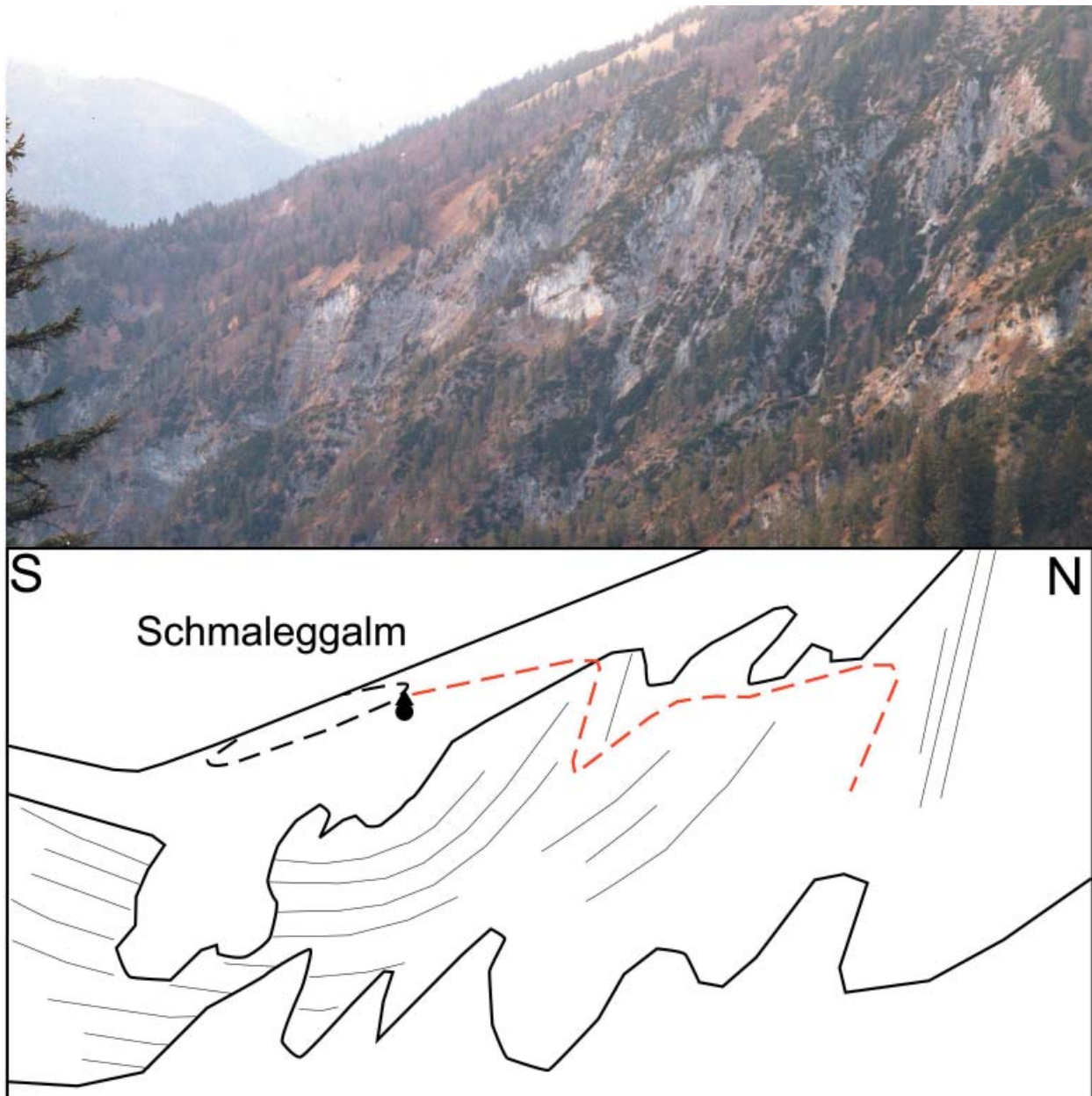


Abb. 51: Die Schmaleggalmstruktur: In der deckungsgleichen Skizze darunter sind die Schichtköpfe des Hauptdolomits, der Verlauf der Top-nach S-Abschiebung (rot strichliert) und die ungefähre Lage der Schmaleggalm-Gosau (schwarz strichliert) eingezeichnet.

### 3.2.5 Die Thiersee-Mulde

Die Thiersee-Mulde ist eine stark zerscherte, nach N überkippte Synklinale, deren Kern von einer annähernd isoklinal gefalteten Unterkreideabfolge mit den Thiersee-Schichten als jüngstem Schichtglied gebildet wird (Abb. 51). Der inverse Südschenkel entspricht dem Nordschenkel der Schmaleggalm-Antiklinale und liegt – wie schon eingehend diskutiert (siehe Pkt. 3.2.4) – tektonisch reduziert vor. Im Gegensatz dazu lässt die Abfolge im aufrechten Nordschenkel der Muldenstruktur, die vom Hauptdolomit bis zu den Thiersee-Schichten im Kern der Synklinale reicht, keine Anzeichen einer solchen Ausdünnung erkennen. Auffällige Strukturelemente des Nordschenkels sind WSW-ENE-streichende Parasitärfalten mit Wellenlängen von ca. 0,1 bis 1 km. Die nördlichste dieser Strukturen bringt in einer Antiklinale zwischen jurassischen Gesteinen massigen Oberrhätischen Riffkalk an die Oberfläche und fällt dadurch als markante morphologische Rippe auf, die von der Steinerkaseralm in W- bis WSW-Richtung in das Arbeitsgebiet hereinreicht (Abb. 52). Südlichere Faltenstrukturen dieser Art sind im Bereich der Ackernalm zu beobachten, wo die gesamte Juraabfolge eng gefaltet vorliegt. Die Falten sind als in E-W- bis ENE-WSW-Richtung gelängte Becken-Dom-Strukturen ausgebildet.

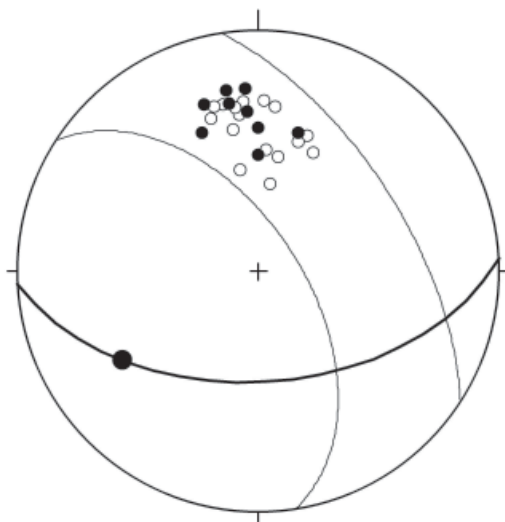


Abb. 51 Darstellung der Strukturelemente der Thiersee-Mulde: Die zugrundeliegenden Messungen stammen direkt aus dem Muldenkern. (schwarz = Schichtflächen Südschenkel, weiß = Schichtflächen Nordschenkel)

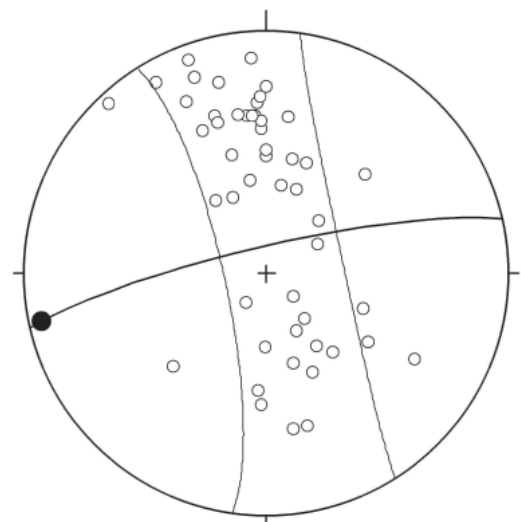


Abb. 53: Darstellung der Strukturelemente (wie oben) der nördlichsten Parasitärfalte der Thiersee-Mulde

Während im gesamten Westteil des Gebietes, also von der Häuslalm im W bis zur Marchbachalm im E, im Nordschenkel der Thiersee-Mulde immer ein primär-sedimentärer Übergang von den 200 bis 250 m mächtigen Ammergauer Schichten zu den Schrambach Schichten zu beobachten ist, folgen im Bereich der Ackernalm über nur wenigen Metern bis Zehnermetern Ammergauer Schichten im Südschenkel der südlichsten parasitären Antiklinale nach einer Aufschlusslücke im Meterbereich die

Schrambach Schichten. Nördlich dieser bereits beschriebenen Faltenzone erreichen die Ammergauer Schichten ebenfalls wieder eine Mächtigkeit von mindestens 200 m. Die Unterkreideabfolge in der Thiersee-Mulde liegt, wie schon eingangs erwähnt, in einer annähernd isoklinalen Synklinale vor mit Thiersee Schichten im Kern. Diese sind durch die eingelagerten Karbonat- und Sandsteinbänke verwitterungsresistenter als die rein mergeligen Schrambachschichten und treten als deutliche morphologische Rippe hervor. In der Unterkreide des mächtigeren Nordschenkels der Synklinale belegt SAMAN (1972) mittels mikropaläontologischer Methoden eine Verdoppelung der Abfolge. In diesem Niveau (zwischen Synklinalkern und Basis der Schrambach Schichten im Nordschenkel) ist im Bereich der Ackernalm in den mit 40 bis 50° S-fallenden Schrambach Schichten eine mit ca. 30° nach S bis SSW einfallende, nordvergente Scherzone aufgeschlossen (Abb. 54).

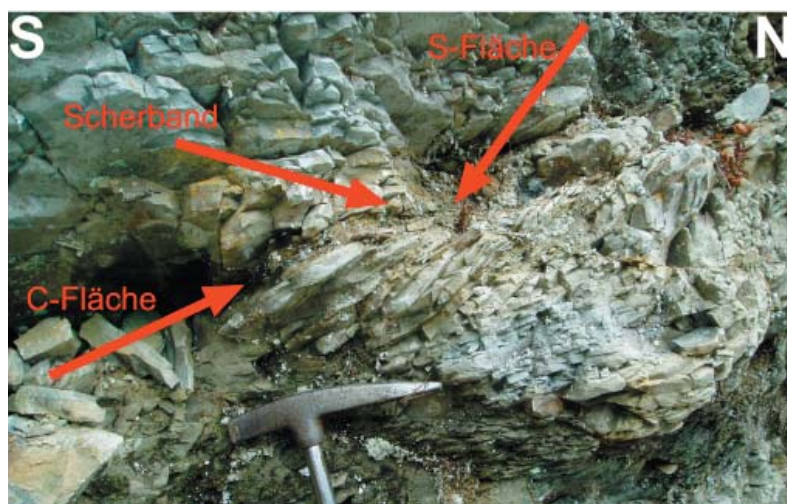


Abb. 54: Mit 25° bis 30° nach S geneigte, nordvergente Scherzone der nördlichen Thiersee-Überschiebung in den Schrambach Schichten

Aus diesen Befunden ergibt sich der Schluss, dass neben der südlichen Thiersee-Überschiebung eine weitere Überschiebung in der Thiersee-Mulde nördlich des Synklinalkerns ausstreicht, von der zwei Zweige im Bereich der Ackernalm identifiziert werden konnten: Ein südlicher innerhalb der Schrambach Schichten und ein nördlicher zwischen diesen und den Ammergauer Schichten, der die letzteren in ihrer Mächtigkeit im Südschenkel der südlichsten Parasitärfaule – einer Antiklinale – stark reduziert. Da die Störungen, deren Einfallswinkel grob im Bereich von jenem des Nordschenkels der Thiersee-Mulde liegt, in den parasitären Synklinalen nördlich davon nicht anzutreffen sind und demnach nicht mitverfaltet werden, ist anzunehmen, dass sie jünger sind als die Faltenstrukturen und diese kappen.

Es kann damit eine strukturelle Situation abgeleitet werden, in der die Überschiebung, die im Bezug auf die großdimensionale Orientierung der Liegendscholle (= der Nordschenkel der Thiersee-Mulde) eine Flachbahngeometrie zeigt, lokal aber – durch eine präexistente Deformation in der Liegendscholle – über den Antiklinalen zu einem Schichtausfall und über den Synklinalen (und evtl. auch undeformierten Bereichen) zu einer Schichtverdoppelung führt.



Die Orientierung von Calcitfasern auf Schicht- und Störungsflächen in den Ammergauer Schichten im Nordschenkel der Thiersee-Mulde lassen auf mindestens zwei verschiedene Kompressionsrichtungen schließen, wobei hier eine NNW-SSE gerichtete und eine NE-SW gerichtete unterschieden werden können (Abb. 55)

Älter als die Einengungsstrukturen, sind die in den Ammergauer Schichten häufig anzutreffenden, synsedimentären *slumping*-Strukturen, die durch Deformation des noch weichen Sediments entstehen. Aus der Geometrie von synsedimentären Gleitfalten lässt sich die Gleitrichtung und damit die Paläohangrichtung abschätzen. Die isoklinale, sackförmigen Falten in Abb. 56 haben stark gebogene Faltenachsen, die um WSW-ENE streuen und sind großteils nach N offen, woraus sich eine Gleitrichtung nach SE bis SSE ergibt (EISBACHER 1996: 142).

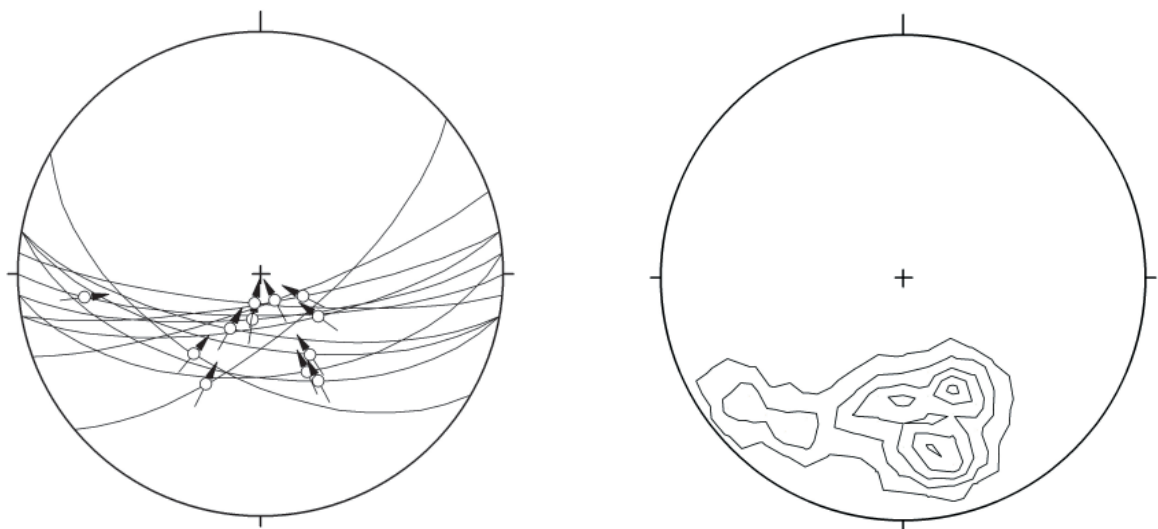


Abb. 55: Aufschiebende Lineare (Calcitfasern) in den Ammergauer Schichten im Nordschenkel der Thierseemulde und die daraus errechnete P-Achsen-Verteilung (Theta = 30°): Der inhomogene Datensatz deutet auf 2 Kompressionsrichtungen - SSE-NNW und SW-NE - hin.

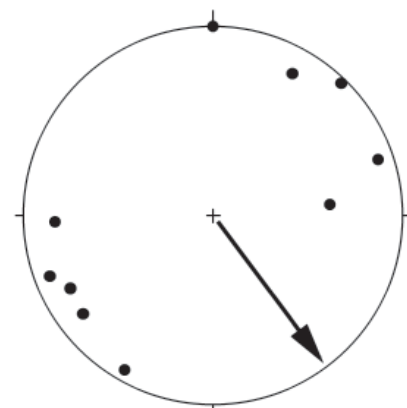


Abb. 56: Isoklinale Rutschfalten in den Ammergauer Schichten, deren Faltenachsen um WSW-ENE streuen (Punkte oben). Mit der nach S ausgebauchten Taschenform ergibt sich eine Gleitrichtung nach SE bis SSE (Pfeil oben). Für die Darstellung oben wurden die Faltenachsen mit den Schichtflächen in die Horizontale rotiert (40° um E-W-Achse).

## 3.3 Die TRANSALP Tiefenseismik

### 3.3.1 Technische Daten

(LUESCHEN et al. 2002)

Die Datenerhebung im Feld erfolgte in den Jahren 1998 bis 2001 und hatte ein, zwischen München und Venedig den gesamten Alpenkörper durchquerendes, seismisches Profil zu Ergebnis. Zum Einsatz kamen dabei sowohl Vibrationsseismik für eine hohe Auflösung in den oberen und mittleren Krustenbereichen, als auch Explosionsseismik für Informationen aus tieferen Krustenbereichen. Die Vibrationsseismik wurde mit vier schweren Vibratoren durchgeführt, die ein Signal von 10-28 Hz 28 Sekunden lang erzeugten. Bei der Explosionsseismik wurde jeweils 90 kg Sprengstoff in 30 m tiefen Bohrlöchern im Abstand von 5 km zur Detonation gebracht. Die Eindringtiefe des vibroseismischen Signals variierte stark entlang des Profils und war in jenen Bereichen gering, wo Gesteine mit einer hohen Impedanz (seismischem Widerstand) an der Oberfläche auftreten, wie dies auch in den Nördlichen Kalkalpen der Fall ist. Hier ergaben sich aus der Explosionsseismik ergänzende Informationen für die tieferen Bereiche der oberen Kruste.

### 3.3.2 Das seismische Profil in einer Übersicht

(LUESCHEN et al. 2002)

Die Alpen stellen sich im seismischen Profil als ein bivergentes, ca. 230 km breites Orogen dar, das beidseitig von Molassebecken begrenzt wird. Die Krustendicke nimmt von beiden Seiten zum Inneren des Gebirges hin zu. Von N nach S führt das deutlich sichtbare Abtauchen der Krustenbasis zu Krustenmächtigkeiten von ca. 35 km im Raum München, 40 km unter dem Inntal und schließlich zu einem Maximum von 55 km unter dem Pustertal. Die Nördlichen Kalkalpen zeigen im seismischen Profil eine annähernd horizontale Basis in 9 bis 10 km Tiefe. Die laterale Fortsetzung dieses basalen Reflektors wird an der Alpenfront stufenförmig nach oben und unter dem Inntal ebenso in die Tiefe versetzt. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen fallen auf den ersten Blick mehrere südfallende Reflektoren auf, die den nordvergenten Falten- und Überschiebungsbau der Nördlichen Kalkalpen im Bereich der Tiefenseismik widerspiegeln.

### 3.3.3 Die Seismik im Arbeitsgebiet

Um der Gefahr einer „Überinterpretation“ des tiefenseismischen Profils zu entgehen, wird das geologische Profil (Abb. 68) im Wesentlichen an den drei markantesten Reflektoren (1 bis 3 in Abb. 57) eingehängt und zusätzlich versucht, augenscheinliche Widersprüche zwischen den Profilen zu vermeiden (siehe Anhang: Profilkorrelation).

Reflektor 1 taucht mit 25° bis 30° nach S einfallend unter der Thiersee-Mulde durch, verflacht

nach unten zunehmend und endet in einer Tiefe von ca. -5000 m (unter Meeresspiegel) deutlich südlich des Scheitels der Guffert-Pending-Antiklinale. Der Reflektor liegt eindeutig im Nordschenkel der Thiersee-Mulde und kann über eine Mächtigkeitsabschätzung der dort kartierten Schichtglieder mit ziemlicher Sicherheit der Raibl-Gr. zugeordnet werden. Umgekehrt ist es ebenso zu erwarten, dass die Raibl-Gr., sofern sie in genügender Mächtigkeit vorliegt, aufgrund ihrer unterschiedlichsten Lithologien (Siliziklastika, Evaporite, Karbonate) einen starken Impedanzkontrast zu den mächtigen und reinen Karbonatabfolgen des liegenden Wettersteinkalks und des hangenden Hauptdolomits aufweist. Über diese Interpretation ergibt sich ein Leit-Schichtglied, das den Verlauf des Nordschenkels der Thiersee-Mulde in die Tiefe sehr gut nachzeichnet.

Von dort, wo dieser Reflektor (1) in der Tiefe endet, steigt ein weiterer Reflektor (2) mit 40° nach N auf. Dieser lässt sich ab einem stark reflektierenden Bereich in ca. -2000 m Tiefe nicht weiter nach oben verfolgen. Verlängert man ihn aber bis an die Oberfläche, so beißt er genau im Bereich der Thiersee-Überschiebungen aus. Ein weiteres Merkmal dieses Reflektors mit seiner gedanklichen „Erweiterung“ ist die Tatsache, dass alle übrigen, großteils südfallenden Reflektoren nördlich und südlich davon zu ihm hin verflachen und damit das Bild einer großdimensionalen Schleppe bieten. Aus diesen Gründen wird angenommen, dass Reflektor 2 den Verlauf der Thiersee-Überschiebungen in der Tiefe markiert. Als Ursache wird eine Scherzone vermutet, in der sich in den permischen und untertriassischen Gesteinen des inversen Südschenkels der Thiersee-Mulde aufgrund starker einfacher Scherung ein zum Scherzonenverlauf (sub)paralleles Flächengefüge aus Schicht- und Schieferungsflächen gebildet hat und sich daraus ein starker Impedanzkontrast vor allem zum unterlagernden Hauptdolomit ergibt. Die Ausbildung einer breiten Scherzone in der Tiefe scheint umso mehr plausibel, als dass einige Merkmale einfacher Scherung im inversen Südschenkel der Thiersee-Mulde auch an der Oberfläche nachgewiesen werden konnten, wo aufgrund der Interpretation der Struktur als *fault-propagation-fold* (siehe Pkt. 4.2.3) zudem geringere Scherbeträge zu erwarten sind.

Der dritte Reflektor-Bereich (3) ist eine breite Zone oberhalb und südlich des Reflektors an den Thiersee-Überschiebungen. Während sich in den tieferen Bereichen dieser Zone direkt südlich des „Scherzonen-Reflektors“ der Kontakt zwischen austroalpinem Grundgebirge und den basalen Kalkalpenabfolgen erahnen lässt, gelingt in den seichteren Bereichen keine einheitliche Zuordnung zu einem Schichtpaket, da einige der Reflektoren sogar den vermuteten Verlauf der Thiersee-Überschiebungen queren. Es lässt sich allerdings erahnen, dass ein wesentlicher Teil der Reflektoren der basalen Kalkalpenabfolge zwischen Grundgebirge und alpinem Muschelkalk entspricht.



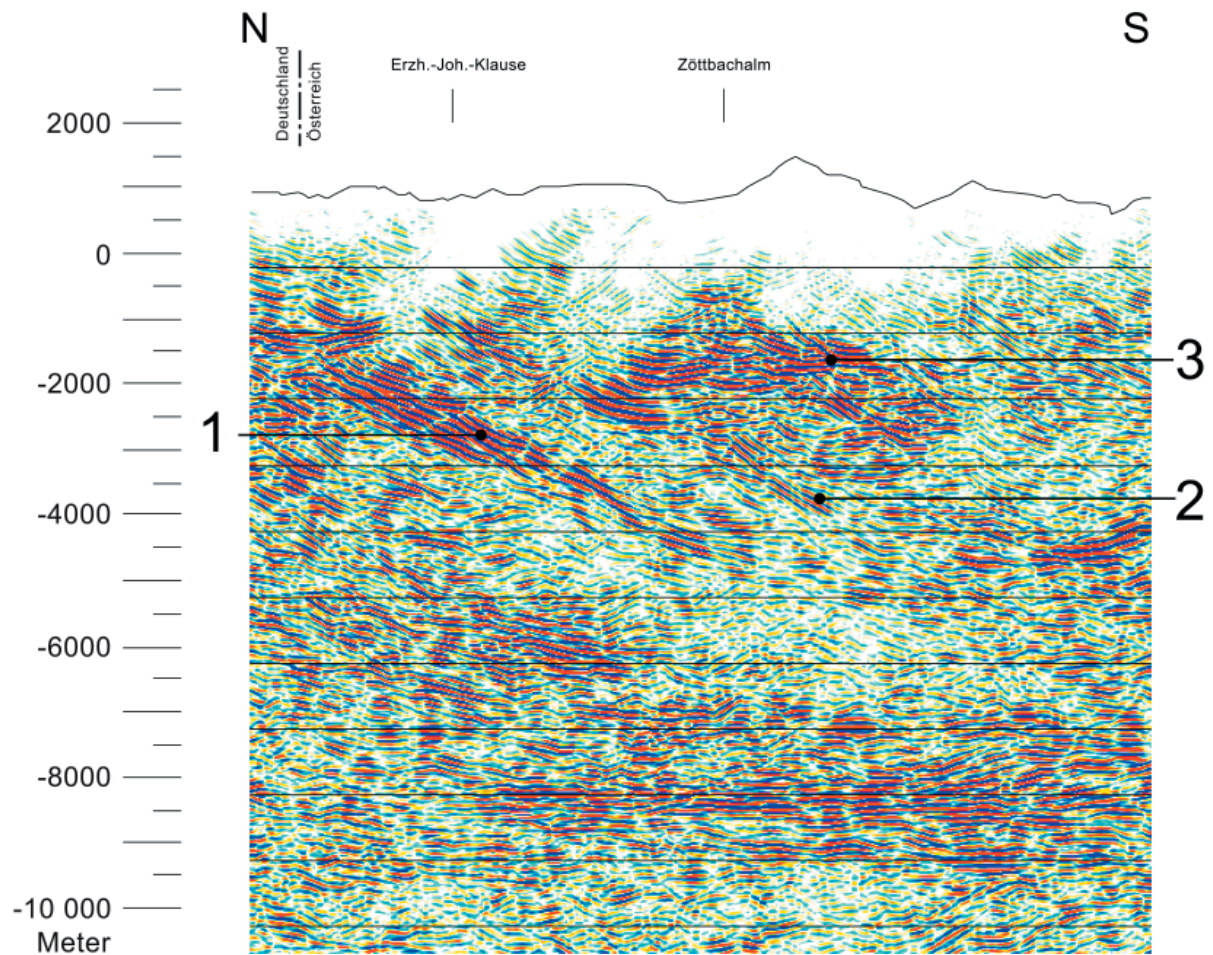


Abb. 57: Tiefenmigrierte TRANSALP-Seismik in den Nördlichen Kalkalpen zwischen km 81,25 und km 95: Die Ziffern 1 bis 3 kennzeichnen die markantesten Reflektorbereiche, an denen sich auch die geologische Interpretation der Seismik im Wesentlichen orientiert (Erläuterungen im Text). Nicht beziffert ist der breite, horizontal verlaufende Reflektor in 8 bis 9 km Tiefe, welcher dem autochthonen Mesozoikum unter der alpidischen Basisüberschiebung zugeordnet wird (AUER & EISBACHER 2002, REITER et al. 2002).

## 4. Tektonische Entwicklungsgeschichte

Im Folgenden wird versucht, mittels sedimentologischer und strukturgeologischer Daten und Methoden die geologische Geschichte des bearbeiteten Gebietes zu rekonstruieren. Der zugrundeliegende Ansatz geht davon aus, dass tektonisch bedingte Bewegungen in den bereits abgelagerten Sedimenten bestimmte Strukturen erzeugen können und gleichzeitig das Sedimentationsgeschehen an der Oberfläche beeinflussen. Im Arbeitsgebiet reicht die sedimentäre Abfolge (mit Unterbrechungen) von der Obertrias bis in die Oberkreide. (Die quartären Ablagerungen werden mangels tektonisch bedingter Strukturen in diesem Zusammenhang nicht betrachtet.) Die Rekonstruktion beginnt damit in der Obertrias, setzt einen ersten Schwerpunkt in der jurassischen Faziesentwicklung und ihren tektonischen Implikationen und konzentriert sich dann auf die eoalpidische, kretazische Deformation und deren Abtrennung von der im Wesentlichen tertiären Deformation, die aufgrund fehlender synorogener Sedimente hier nicht weiter differenziert wird. Neben einer qualitativen Beschreibung der Abläufe strebt diese Arbeit mittels Bilanzierung der konstruierten Querprofile auch eine Quantifizierung der orogenen Prozesse im bearbeiteten Bereich an.

### 4.1 Obertrias

Das dominierende Schichtglied des obertriassischen Sedimentsstapels ist der mächtige und lateral weitreichende Hauptdolomit. Die mit dem überlagernden Plattenkalk im Arbeitsgebiet ca. 1800 m mächtige Abfolge aus Plattformkarbonaten zeugt zwar von einer starken regionalen Subsidenz, lässt aber keine Schlüsse auf tektonische Relativbewegungen innerhalb des untersuchten Bereiches im Nor zu.

In den Sedimenten des Rhät könnten Mächtigkeitsunterschiede zwischen N- und S-Schenkel der Thiersee-Mulde eine beginnende, tektonisch bedingte Zergliederung des Ablagerungsraumes im Arbeitsgebiet anzeigen, wobei die geringere Mächtigkeit des Oberrhätischen Riffkalkes (Steinplattekalk-Fm.) über den Beckensedimenten der Kössen-Fm. im Südschenkel diesen Bereich als den distaleren/beckennäheren identifizieren würde. Da die reduzierten Schichtdicken im Südschenkel der Thiersee-Mulde aber zumindest zum Teil auf eine spätere, tektonische Ausdünnung zurückzuführen sind, kann eine primäre, fazielle Differenzierung nicht belegt werden.

Zusammenfassend kann die Obertrias als von Ablagerungen einer weitausgedehnten Karbonatplattform dominiert bezeichnet werden, wo der in dieser Arbeit betrachtete Ausschnitt klein ist im Vergleich zur Ausdehnung der Faziesräume und damit auch eine Differenzierung derselben kaum erfasst werden kann.

## 4.2 Jura

Mit Beginn des Jura ändert sich das Sedimentationsgeschehen grundlegend. Die weitausgedehnte triassische Karbonatplattform ertrinkt und zerbricht, wodurch der Ablagerungsraum in verschiedenste, im Vergleich zur Trias enge Faziesbereiche zergliedert wird. Große Bedeutung kommt bei der Erstellung eines tektonischen Modells den verschiedenen Typen von grobklastischen Sedimenten zu, die in der Juraabfolge auftreten und deshalb im folgenden Kapitel vorwegnehmend besprochen werden.

### 4.2.1 Grobklastische Sedimente in der Juraabfolge

Mit Oberseebreccie, Tauglbodenbreccie und proximalem Barmsteinkalk treten in den untersuchten Juraabfolgen drei Typen von Breccien auf, die sich zum Teil faziell, in jedem Fall aber bezüglich ihres Alters unterscheiden. In ihrer Ausbildung sehr ähnlich sind sich Obersee- und Tauglbodenbreccie: Beide sind chaotische Debrite mit Riesenblöcken, die den autochthonen Sedimenten zwischengeschaltet sind, und beide haben ihren Ursprung (ihren Anbruchbereich) in der jurassischen Schwellenfazies, zeigen aber auch beide ein polymiktes Geröllspektrum, da neben gleichaltrigen Sedimenten auch ältere Schichtglieder aufgearbeitet wurden. Die Unterschiede liegen neben dem Alter in der Größe der eingelagerten Riesenblöcke, die in der Oberseebreccie im Meterbereich und in der Tauglbodenbreccie im Zehnermeterbereich liegen, und in der umgebenden autochthonen Abfolge, die im Falle der Oberseebreccie aus Schwellensedimenten und im Falle der Tauglbodenbreccie aus Beckensedimenten besteht.

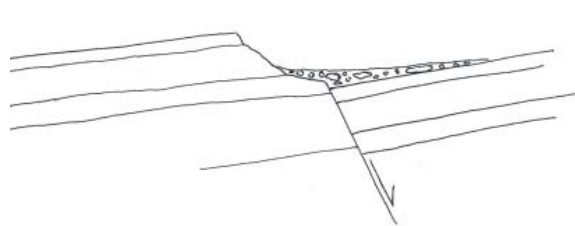
KRAINER et al. (1994) beschreiben in der Stauffen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum / Nördliche Kalkalpen) im Raum Lofer (Salzburg) unterjurassische Megabreccien, die mit Riesen-Gleitschollen aus Dachsteinkalk vergesellschaftet sind. Die Megabreccien stehen teilweise mit *scarp-faults* im direkten Kontakt und können so eindeutig als *scarp*-Breccien identifiziert werden (KRAINER et al. 1994). KRAINER et al. (1994) interpretieren die *scarp-faults* als Abschiebungen am Rand eines Pull-apart-Beckens mit Halbgrabenstruktur, das sich entlang E-W-streichender, sinistraler Seitenverschiebungen bildet. Die Beschreibung der Breccien passt – sieht man von den Unterschieden in Mächtigkeit und Komponentengröße ab – hinsichtlich Materialgehalt und Gefüge exakt auf die Oberseebreccie in der Thiersee-Mulde. Auch die jüngere Tauglbodenbreccie im Arbeitsgebiet lässt sich bezüglich ihres Gefüges mit dem von KRAINER et al. (1994) beschriebenen Breccientypus vergleichen, wobei in diesem Fall sogar das Auftreten von Riesenschollen aus obertriassischen Plattformkarbonaten (wiederum in unterschiedlichen Dimensionen) übereinstimmt.

Ein prominentes Beispiel vergleichbarer Breccientypen außerhalb der Alpen sind – ebenfalls in viel größerem Maßstab – die Olistostrome und Olistolithe des Lahn-Dill-

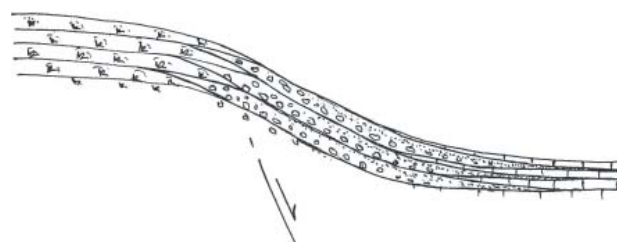


Gebietes im Rheinischen Schiefergebirge, die *scarp*-Breccien an großen Abschiebungen einer devonischen Rift-Phase darstellen (SALAMON 2003). SALAMON (2003) kommt in seiner Untersuchung zum Schluss, dass die tektonische Bewegung, die die Bildung der Grobklastika verursachte, während eines relativ kurzen Zeitraumes zu Beginn der Umlagerungsprozesse ablief. Im Falle der vorliegenden Juraabfolgen sind sehr ähnliche tektonische Abläufe als steuernder Mechanismus zu vermuten. Das plötzliche Auftreten der chaotischen Riesenbreccien, die ohne fazielle Übergangsbereiche in die bis auf die Encrinite fein- bis feinstkörnigen Juraabfolgen eingeschaltet sind, verlangt nach einem Prozess, der impulsartig, im Stile eines Ereignisses ein scharf ausgeprägtes Relief schafft, das relativ rasch abgebaut wird. Zusätzlich muss ein Niveauunterschied im bestehenden Schichtstapel geschaffen werden, der es ermöglicht, dass ältere Gesteine auf jüngere umgelagert werden. Da die Breccien einen polymikten Geröllgehalt zeigen, ist weiters anzunehmen, dass der Erosionsbereich einen Schnitt durch mehrere Schichtglieder bildet. Ein geeignetes Modell, wo all diese Bedingungen verwirklicht sind, ist ein Escarpment an einer Abschiebung, wie es in Abb. 58 schematisch dargestellt ist.

Einen faziell abweichenden Breccientypus stellt der proximale Barmsteinkalk dar. Der Debrit zeigt einen deutlich höheren Reifegrad mit stärkerer Rundung und besserer Sortierung. Das Material besteht – soweit dies festzustellen war – nur aus aufgearbeiteten Flachwasserkalken. Es konnte kein eindeutig älteres Gestein aufgearbeitet in der Breccie gefunden werden. Wie unter Punkt 2.2.10 bereits erwähnt, stellen die Debrite die basalen bzw. proximalen Anteile von submarinen Sedimentströmen dar, deren obere bzw. distale Anteile von Calciturbiditen gebildet werden (vgl. SAUSGRUBER 1994). Die Sedimentströme transportieren Material vom Schelf in die Beckenbereiche, wo sie



x10 bis x100 Meter



x100 bis x1000 Meter

Abb. 58: Modell eines Escarpments an einer Abschiebung: Der Maßstab richtet sich nach den im vorliegenden Arbeitsgebiet vermuteten Dimensionen dieser Strukturen.

Abb. 59: Stark schematisierter Schnitt durch ein Karbonatsystem aus Plattform (links), Abhang und Becken (rechts): Zum einen sollen die Dimensionen dargestellt werden, die solche Systeme erreichen können, und zum anderen soll die Bildung der klastischen Schüttungen skizziert werden, die nicht an ein Escarpment gebunden sind, sondern durch Aufarbeitungsprozesse im Bereich der progradierenden Karbonatplattform entstehen (in Anlehnung an KEIM & SCHLAGER 2000). Die Abschiebung unterhalb deutet eine mögliche initiale Zergliederung des Ablagerungsraumes durch Bruchtektonik an.

weitausgedehnte, submarine Schwemmfächer bilden können (TUCKER & WRIGHT 1990: 271 ff). Es muss also auch in diesem Fall ein submarines Relief bestanden haben, das seine Ursache vermutlich auch in der tektonischen Zergliederung hat. Die Bildung der Schuttströme ist aber nicht an ein Escarpment gebunden ist, sondern ist ein Prozess, der kontinuierlich im Flachwasser-Hang-Becken-Übergang von Karbonatsystemen abläuft (Abb. 59).

### 2.2.2 Unter- und Mitteljura

Im Arbeitsgebiet sind jurassische Gesteine nur im Bereich der Thiersee-Mulde erhalten, wobei die fazielle Differenzierung der Sedimente sich an dieser Großstruktur orientiert - mit gleichbleibenden Verhältnissen parallel zum Streichen (E-W) der Struktur und starken Variationen quer (N-S) dazu. Daraus lässt sich in einer ersten Annäherung ein Zusammenhang zwischen der faziellen Gliederung im Jura und der Thiersee-Mulde bzw. der ihr vorausgehenden Struktur vermuten.

In Abb. 60 sind mehrere stratigraphische Übersichtsprofile im Bereich der Thiersee-Mulde dargestellt und davon abgeleitet ein Schema der Faziesdifferenzierung der unter- und mitteljurassischen Gesteine über die Mulde hinweg quer zu deren Streichen:

Im gesamten Untersuchungsbereich endet mit der Trias die Bildung von Flachwasserkarbonaten und es folgen darauf Sedimente des tieferen Wassers. Während dies im Nordschenkel der Thiersee-Mulde Ablagerungen der Schwellenfazies sind, ist am Südschenkel ab dem Lias Beckenfazies anzutreffen. Letztere wird gebildet durch eine Abfolge aus wechselfarbigen, petrologisch aber relativ einheitlichen Kieselkalken, die im Lias einsetzt, anfangs vorwiegend aus Spiculiten der Scheibelberg-Fm. – später der Chiemgauer Schichten – aufgebaut wird und im Oxford schließlich übergeht zum Radiolarit der Ruhpolding-Fm.. Die Basis dieser Beckenabfolge bildet meist eine stark verkieselte Kondensationskruste am Top des Steinplattekalks und südlich der Erz.-Joh.-Klause eine max. 1 m mächtige Einschaltung aus Adneter Kalken.

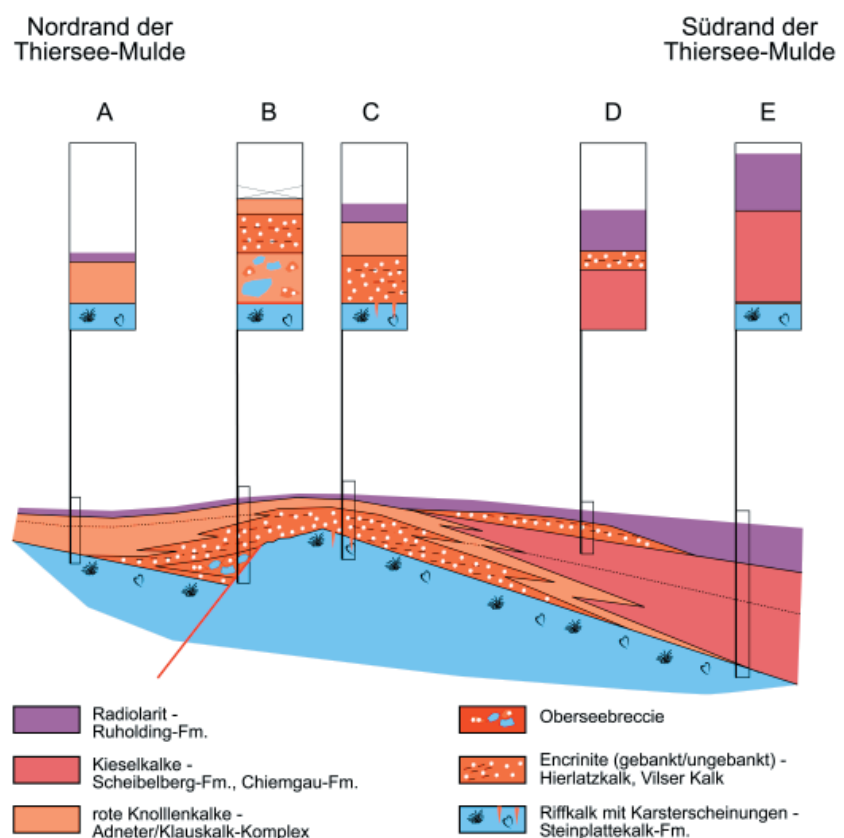
In sich differenzierter stellt sich die Fazies der Unter- und Mitteljuragesteine am Nordschenkel der Thiersee-Mulde dar, die insgesamt einem seichteren Ablagerungsraum als die Beckensedimente des Südschenkels entstammen. Die geringsten Wassertiefen lagen im Unter- und Mitteljura im Bereich der in einer jüngeren Deformationsphase gebildeten, zur Thiersee-Mulde parasitären Antiklinale zwischen Reichstein- und Ackernalm vor, wo im Aufschluss am Weg zur Ackernalm unterjurassische Bruchschollentektonik nachskizziert werden kann: Der obertriassische Steinplattekalk grenzt nach N über eine steile, SW-NE-streichende, später sprödetektonisch überformte Störung an höchstwahrscheinlich liassische Oberseebreccie, die aufgrund ihrer Ausbildung als *scarp*-Breccie interpretiert wird. Darüber folgen rote, gebankte Crinoidenspatkalken und rote Knollenkalken. Im S wird der obertriassische Riffkalk von ungebankten, weißen Crinoidenspatkalken überlagert,

die ihrerseits von roten, gebankten Encriniten überlagert werden und in die erstere auch lateral in südlicher Richtung überzugehen scheinen, womit die gebankten Encrinite ein on-lap nach N bilden würden. Es ergibt sich daraus ein Bild einer i. W. aus obertriassischen Riffkalk bestehenden Bruchscholle, die im Unterjura (evtl. schon in der obersten Trias beginnend) nach S – in Richtung Becken – verkippt und die Liegendscholle einer im Zuge des Verkippens aktiven Abschiebung im N bildet, deren Escarpment das Material für die nach N geschüttete Oberseebreccie liefert und von dieser auch plombiert wird. Auch wenn der Versatz an der Störung nicht direkt im Aufschluss ablesbar ist, lässt sich eine Abschiebungsweite in der Größenordnung der Mächtigkeiten der unter- und mitteljurassischen Abfolge abschätzen, also max. von wenigen Zehnermetern, da erstens nur ein Breccieneinstoß mit einer Mächtigkeit von 5 bis 10 m erfolgte und zweitens keine deutlich erkennbare Beeinflussung der Oberjuraabfolge durch diese Störung festzustellen ist. Da nur an dieser Stelle im oberen Steinplattekalk fossile Verkarstung festgestellt werden konnte, ist anzunehmen, dass letztendlich die tektonische Verstellung die subaärische Freilegung dieses Bereichs zur Zeit der Trias-Jura-Grenze durch Aufkippen verursachte. Im Lias deuten die in diesem Bereich die unterjurassische Sedimentation dominierenden Hierlatzkalke auf eine Lage der Sedimentoberfläche im von der Wellentätigkeit noch beeinflussten unteren Bewegtwasserbereich hin.

Tieferliegend, aber immer noch klar im Niveau einer Schwelle einzuordnen ist der Unter- und Mitteljura im eigentlichen Nordschenkel der Thiersee-Mulde, der als wenige Meter mächtige, kondensierte Rotkalkabfolge aus geringmächtigen Encriniten und mikritischen Knollenkalken ausgebildet ist.

Abb. 60: Faziesmodell zum Unter- und Mitteljura der westlichen Thierseemulde und die zugrundeliegenden Säulenprofile:

A...Reichsteinalm („Nordrand“ der Thiersee-Mulde), B... Nordschenkel der Parasitärefalte zwischen Reichstein- und Ackernalm (Nordschenkel der Thierseemulde), C...Südschenkel dieser Parasitärefalte, D...Ackernalm (Südteil des Nordschenkels der Thiersee-Mulde), E...Fuchsloch (Südschenkel der Thiersee-Mulde)





Zusammenfassend kann der Zeitabschnitt des Lias und Dogger damit auch im Arbeitsgebiet eindeutig als eine Zeit der Bruchtektonik bezeichnet werden. Dabei zerbricht die obertriassische Karbonatplattform in einzelne Schollen, die an Abschiebungen, von denen eine im Gelände eindeutig erfasst werden konnte (siehe oben), gegeneinander verkippen. Anfänglich kann dieses Verkippen im Bereich der Trias-Jura-Grenze sogar verstärkt zum Auftauchen von Teilen der alten Karbonatplattform beitragen, schließlich kommt es infolge der Dehnungstektonik aber zum Absinken des gesamten Bereiches. Schon im Unterjura kristallisiert sich dabei eine zum Streichen der (wesentlich später eingefalteten) Thiersee-Mulde parallele Faziesgrenze heraus mit einer Beckenenwicklung im S und einer Schwellenfazies im N.

### 4.2.3 Oberjura

Im Malm erreichen die bruchtektonischen Bewegungen ihren Höhepunkt und klingen dann zunehmend ab. Mit dem Einsetzen des Ruhpoldinger Radiolarits, der praktisch in allen Juraabfolgen des Arbeitsgebietes mehr oder minder vertreten ist, erreicht der gesamte Jura des Arbeitsgebietes Meerestiefen unter oder zumindest im Bereich der Calcit-Lysokline (DIERSCHKE 1980). Der Radiolarienmikrit der Ruhpolding-Fm. erreicht in den Beckenregionen im S Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern und geht vielfach ohne markanten lithologischen Umschwung aus den Kieselkalken des Dogger hervor. Lediglich westlich der Ackernalm sind von aus einem seichteren Bereich geschüttete, als Vilser Kalk bezeichnete Encrinite zwischengeschaltet. Am Nordschenkel der Thiersee-Mulde erreicht der Radiolarit meist nur Mächtigkeiten von einem Meter oder lässt sich in den Abfolgen tlw. nur anhand weniger, stark verkieselter Bänke erahnen.

Als Ausdruck des angesprochenen Maximums der bruchtektonischen Bewegungen wird die mit dem Radiolarit vergesellschaftete Tauglboden-Breccie in der Jurabeckenabfolge südwestlich der Ackernalm angesehen, die – wie die liassische Oberseebreccie – als Schutt aus einem *fault-scarp* interpretiert wird. Da in diesem Fall aber im Gegensatz zur Oberseebreccie aufgearbeitete Juragesteine in Schwellenfazies samt deren Untergrund in eine Beckenabfolge eingeschaltet sind, sind hier höhere Transportweiten anzunehmen. Dies und die Tatsache, dass im Schuttstrom Riesenblöcke mit einem max. Durchmesser von mehreren Zehnermetern auftreten, lassen auch größere Dimensionen des schuttliefernden *scarps* vermuten. Aufgrund des Geröllspektrums des Olistostroms ist dessen Herkunft aus den nördlichen Schwellenbereichen wahrscheinlich. Ein Abbruchbereich eines (nicht dieses) oberjurassischen Schuttstroms konnte westlich der Brandenberger Ache im Nordschenkel der Thiersee-Mulde identifiziert werden. Die entlang ihres Ausstreichens sehr gleichmäßig entwickelte Unter- und Mitteljuraabfolge wird an dieser Stelle vertreten durch ausgedünnte, in verrutschte Schollen zerrissene Rotkalke, auf die graue Ammergauer Schichten folgen. Dass im benachbarten, nicht

verrutschten Bereich die unteren Ammergauer Schichten als rote Knollenkalke vorliegen, könnte mit dem infolge des Gleitprozesses entstandenen submarinen Relief und einer damit verbundenen besseren Durchlüftung (und evtl. geringeren Sedimentationsrate) in den nicht abgeglittenen, erhabenen Zonen erklärt werden, wobei der submarine Niveauunterschied nur einige Meter betragen haben kann. Anzumerken ist auch, dass dieser Schuttstrom zwar sehr wahrscheinlich aufgrund tektonischer Unruhen und Verstellungen im Untergrund abgefahren ist, aber nicht unbedingt an ein Escarpment gebunden sein muss. In diesem Fall würde sich auch das Material in dessen Akkumulationsbereich, der ja nicht aufgeschlossen ist, von der oben beschriebenen Tauglbodenbreccie unterscheiden. Nicht zu erwarten wären v. a. Riesenblöcke aus Steinplattekalk, deren Entstehung sich am leichtesten durch das Kollabieren von Escarpments erklären lässt.

Mit dem Einsetzen der tiefmarinen Ammergauer Schichten im gesamten Bereich der Thiersee-Mulde verschwindet schließlich die deutliche Faziesdifferenzierung in eine Schwelle im N und ein Becken im S bzw. wird gewissermaßen sogar umgekehrt. Synsedimentäre Gleitfalten in den Ammergauer Schichten deuten auf einen weiterhin nach S geneigten, submarinen Paläohang hin. Die eingeschalteten, als Barmsteinkalke bezeichneten Schüttungen von Flachwasserkalken aber zeigen im Südschenkel, wo sie zum Teil als Debrüt vorliegen, eine deutlich proximalere Entwicklung als im N, wo nur Kalkarenite auftreten, und scheinen damit gegen die Hangeinfallrichtung geschüttet worden zu sein. Außerdem treten die Schüttungen im Südschenkel wesentlich früher auf als im Nordschenkel. In diesem Zusammenhang bereitet auch die Tatsache Schwierigkeiten, dass in der Lechtaldecke im Oberjura kein Vorkommen einer autochthonen Flachwasserkalkabfolge bekannt ist. Es können lediglich Bereiche identifiziert werden, wo die ins Becken geschütteten Barmsteinkalke eine mächtige und proximale Entwicklung zeigen, wie dies am Rofan 15 km südwestlich der Erz.-Joh.-Klause der Fall ist (WÄCHTER 1987). Eine mögliche Erklärung für diese scheinbar widersprüchliche Situation ergibt sich aus den Dimensionen der vorhandenen Faziesverteilung und der unter Punkt 4.2.1 skizzierten Faziesmodelle. Betrachtet man diese, so ist es durchaus vorstellbar, dass im oberen Malm in der Thiersee-Mulde ein bruchtektonisch bedingter, nach S geneigter Hang mit Niveauunterschieden von mehreren Zehnermetern vorliegt, das regionale Sedimentationsgeschehen aber nun stark von einer weit entfernten und um mindestens einige 100 m höhergelegenen, schuttliefernden Karbonatplattform irgendwo im SW beeinflusst wird. Die Debrüte sammeln sich dabei vorzugsweise am Hangfuß, während die Turbidite kilometerweit ausgedehnte Fächer bilden. Aus diesem Blickwinkel ergibt sich aus der scheinbar widersprüchlichen Situation auch die Erklärung, weshalb im Nordschenkel der Thiersee-Mulde erst später und dann spärlich allodapische Kalke auftreten, die zudem noch eine sehr distale Entwicklung zeigen. Denn es ist anzunehmen, dass der gröbere Schutt vom „Gegenhang“ im Bereich der späteren Thiersee-Mulde aufgehalten wurde, den Niveauunterschied zumindest zum Teil ausgleichen konnte und es dem feinklastischen Anteil großer Trübestrome schließlich ermöglichte, die Barriere zu überwinden.

#### 4.2.4 Die jurassische Faziesentwicklung im regionalen Kontext

Damit nun ein zeitlicher und räumlicher Zusammenhang der tektonischen Strukturen und der verschiedenen Faziesräume hergestellt und ein integrierendes tektonisches Modell auf regionaler Ebene formuliert werden kann, ist es notwendig, die Dimension des betrachteten Raumes zu erweitern. Der Blick in die Tiefe gelingt dabei sowohl über die Betrachtung der älteren Gesteine als auch über die TRANSALP-Tiefenseismik. Für Informationen aus lateral benachbarten Räumen werden Angaben aus der Fachliteratur herangezogen.

##### 4.2.4.1 Die Fortsetzung der bruchtektonischen Strukturen in der Tiefe

Im Nordschenkel des Guffert-Pendling-Gewölbes folgt auf die im regionalen Vergleich sehr geringmächtige Raibl-Gr. stark breccierter Unterer Hauptdolomit, wobei die Grenze zwischen beiden Schichtgliedern nicht aufgeschlossen ist. Der Untere Hauptdolomit zeigt entlang seines Streichens im Arbeitsgebiet und darüber hinaus von W nach E eine langsame und kontinuierliche Mächtigkeitszunahme – deutlich kartierbar durch den als Marker dienenden Tierbergkalk. Die Situation deutet auf einen tektonischen Schrägzuschnitt des Hauptdolomits und eine tektonische Reduktion der Raibl-Gr. hin. Im Südschenkel des Guffert-Pendling-Gewölbes zeigt die Raibl-Gr. eine ähnlich geringe Mächtigkeit (Ampferer 1925) über deren Ursache an dieser Stelle allerdings nur gemutmaßt werden kann, da die dieser Arbeit zugrundeliegende Kartierung diesen Bereich nicht erfasst. Trotzdem kann festgehalten werden, dass die Struktur, welche die Mächtigkeit der Raibl-Gr. reduziert, sicher von der kretazischen Kühberg-Störung abgeschnitten und vermutlich auch von der Guffert-Pendling-Antiklinale verfaultet wird und damit älter ist als die ältesten Strukturen eindeutig kompressiver Tektonik, deren Alter auf Cenoman datiert werden kann (siehe Pkt. 4.3.2).

Damit muss für die Interpretation dieser früheren Struktur die Guffert-Pendling-Antiklinale ausgeglättet werden. Nach der Rückrotation des Nordschenkels in die Horizontale stellt sie sich als eine in der Raibl-Gr. liegende Flachbahn einer Abschiebung dar, deren Hangendblock sehr wahrscheinlich aufgrund eines für große Abschiebungen typisch listrischen Verlaufs der Abschiebung an der Basis keilförmig nach W zugeschnitten wird und damit nach E abgeschoben wurde (EISBACHER 1996: 54). Mit der antithetischen Flexur, die im Hangendblock von listrischen Abschiebungen auftritt, lässt sich auch sehr gut die Tatsache erklären, dass alle in dieser Arbeit erfassten Großfaltenstrukturen südlich der Thiersee-Mulde nach W einfallende Faltenachsen haben. Denn die späteren Faltungsphasen bildeten im bereits nach W geneigten Schichtenstapel (sub)zylindrische Großfalten, womit auch deren Faltenachsen nach W geneigt sein sollten. Als Referenzlinear können an dieser Stelle nur kleinere Sekundärfalten im Hauptdolomit nördlich der



Thiersee-Mulde herangezogen werden, die flach nach E einfallen, womit eine nördliche Begrenzung der Abschiebung in der Thiersee-Mulde angedeutet wird.

Darauf deutet auch die Tatsache hin, dass der auf die Raibl-Gr. zurückgeführte Reflektor in der TRANSALP-Tiefenseismik nördlich der Thiersee-Mulde sehr deutlich und breit ausgebildet ist und damit auf eine große Mächtigkeit dieses Schichtgliedes nördlich der Thiersee-Mulde schließen lässt, nach S aber in der Tiefe dort endet, wo auch die Thierseeüberschiebungen vermutet werden. Gut vorstellbar ist in diesem Zusammenhang eine, mit der Abschiebung aktive und diese nach N begrenzende, sinistrale Transferstörung, die in den späteren Einengungsphasen als Überschiebung genützt wird.

#### 4.2.4.2 Der Jura in benachbarten Bereichen

WÄCHTER (1987) untersuchte die jurassische Faziesentwicklung in den mittleren Nördlichen Kalkalpen und kam für den Bereich der Karwendel- und Thiersee-Mulde zu folgenden Ergebnissen, wobei er sich hier v. a. auf Erkenntnisse aus dem Rofangebirge stützt:

Letzteres ist bis in den frühen Jura noch Teil einer Karbonatplattform (Steinplattekalk) und erreicht mit der Adneter Wende die Position einer Tiefschwelle. Mit der Ruhpoldinger Wende setzt schließlich eine Differenzierung des Ablagerungsraumes ein, mit einem Becken im Bereich des Rofans, in das aus einem südlich gelegenen, nicht mehr erhaltenen Liefergebiet Material eingebracht wird. Dieses umfasst sowohl polymikte Debrite aus dem hypothetischen, E-W streichenden Escarpment zwischen Becken und Hochzone, als auch turbiditisch dominierte Schüttungen von Flachwasserpartikeln, die von einer sich im Malm ausbildenden Karbonatplattform stammen (Abb. 61). WÄCHTER (1987) sieht als großtektonische Ursachen der Faziesdifferenzierung im Jura anhaltende sinistrale Scherung im austroalpinen Ablagerungsraum mit Höhepunkten im unteren Lias und am Übergang Radiolarit / Oberalmer Schichten und Nord-Süd-Dehnungen, welche die Riftphasen der Adneter und Ruhpoldinger Wende hervorrufen.

SPIELER & BRANDNER (1989) zeichnen für diesen Zeitraum sinistrale Scherzonen in der Karwendel-Mulde und in der Thiersee-Mulde, an deren *overstep* sich im Raum nordwestlich des heutigen Achensees ein Pull-apart-Becken bildete (Abb. 62). Sie vermuten dabei eine Halbgrabenstruktur mit einer nach W einfallenden Hauptabschiebung in der Tiefe und mehreren, syn- und antithetischen Zweigabschiebungen an der Oberfläche.

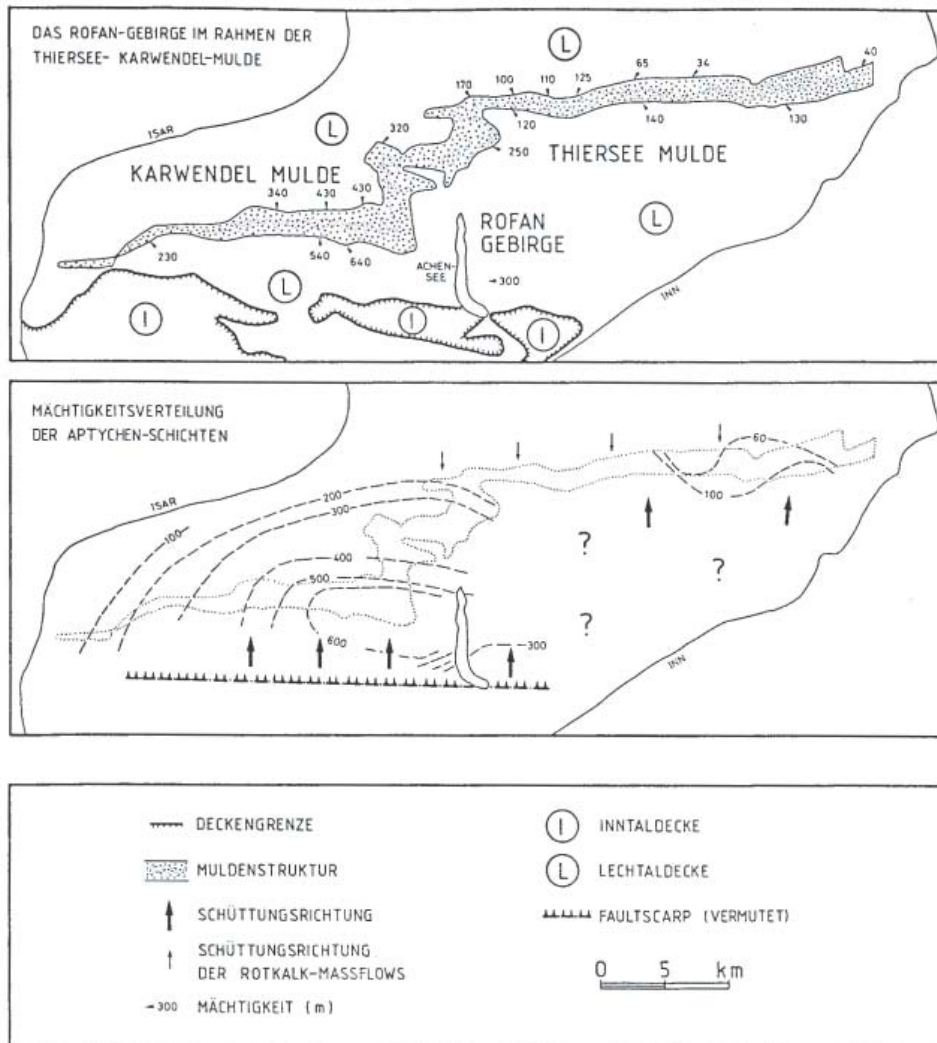


Abb. 61 (aus WÄCHTER 1987: 189): In der paläogeografischen Rekonstruktion des Rofan-Riftbeckens unterscheidet WÄCHTER (1987) zwischen Rotkalk-massflows und Schüttungen einer großen, nicht mehr erhaltenen Karbonatplattform. Diese vermutet er aufgrund der Mächtigkeitsverteilung der Aptychen-Schichten im S, südlich eines hypothetischen Faultscarps, der Becken und Hochzone trennt.

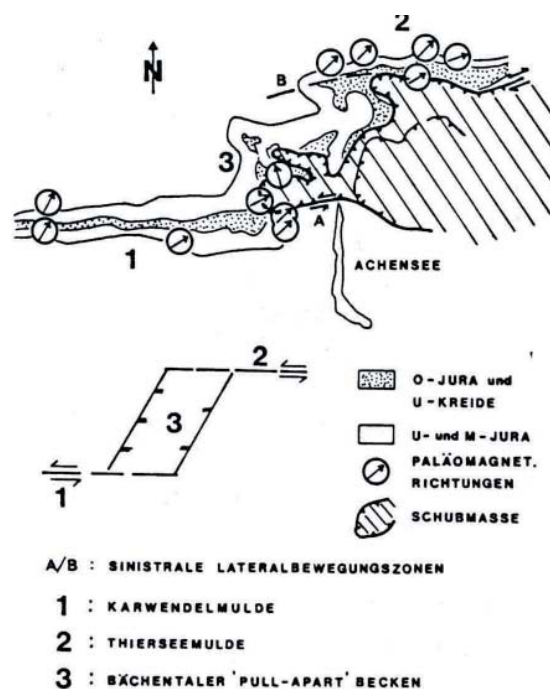


Abb. 62 (SPIELER & BRANDNER 1989: 191)

#### 4.2.4.3 Schlussfolgerungen

Auf Basis dieser früheren Untersuchungen und den Erkenntnissen aus der vorliegenden Arbeit wird folgendes tektonostratigraphisches Modell der Jurabeckenentwicklung im Raum östliche Karwendel-Mulde, Rofengebirge und westliche Thiersee-Mulde vorgeschlagen (Abb. 63):

Im Jura bildet sich ein N-S-streichender Halbgraben im Bereich Bächental – Achensee mit einer listrischen, nach E einfallenden Hauptabscherfläche, die in der Raibl-Gr. in eine Flachbahn übergeht. In das zentrale Becken des Halbgrabens werden im Laufe des Jura mit Höhepunkten im Lias und im Malm vom Escarpment an der Hauptabschiebung mächtige Debrite geschüttet. Im paläogeographischen Kartenbild stellt sich der Halbgraben als Pull-apart-Becken in einem linkstretenden Übertritt E-W-streichender, sinistraler Seitenverschiebungen dar, von denen die nördliche dort verläuft, wo sich später die Thiersee-Mulde bildet. Durch die Flexur in der Hangendscholle der großen, ostvergenten Abschiebung erhält die nördliche Seitenverschiebung auch eine Abschiebungskomponente, mit einer von W nach E abnehmenden Absenkung des südlichen Blocks. Dies führt schon im Lias zu einer Zergliederung des Ablagerungsraumes in eine E-W-streichende Tiefschwelle im heutigen Nordschenkel der Thiersee-Mulde und einem Becken südlich davon und im Malm infolge starker Bewegungen zu Schuttströmen aus dem ehemaligen Schwellenbereich in das südliche Becken.

Im S wird der absinkende Block durch eine als *tear-fault* fungierende Abschiebung mit einer rotationalen Komponente begrenzt, die sich im Wesentlichen mit der von WÄCHTER (1987) postulierten Top-nach-N-Abschiebung im S des heutigen Achensees deckt. Westlich des Pull-apart-Beckens setzt sich diese Störung als sinistrale Seitenverschiebung ohne Abschiebungskomponente fort. Aus dem Escarpment der *tear-fault* kommt es zur Zeit der Ruhpoldinger Wende zur Schüttung chaotischer Debrite in das Becken im N. Im oberen Malm schließlich treten diese Schuttströme und die südgerichteten Schuttströme aus dem Escarpment in der Thiersee-Mulde zugunsten von nordgerichteten Schüttungen aufgearbeiteter Flachwasserkalke einer Karbonatplattform zurück, die sich im Malm südlich der *tear-fault* bildet. Diese werden anfangs vom barrierebildenden Escarpment in der heutigen Thiersee-Mulde aufgehalten, können aber dann den Niveauunterschied zumindest zum Teil ausgleichen und schließlich auch den Bereich des späteren Nordschenkels der Thiersee-Mulde erreichen. Gegen Ende des Malm treten die Schüttungen von Flachwasserkalken immer mehr zurück und es lagern sich die rein pelagischen Kalke der oberen Ammergauer Schichten ab.



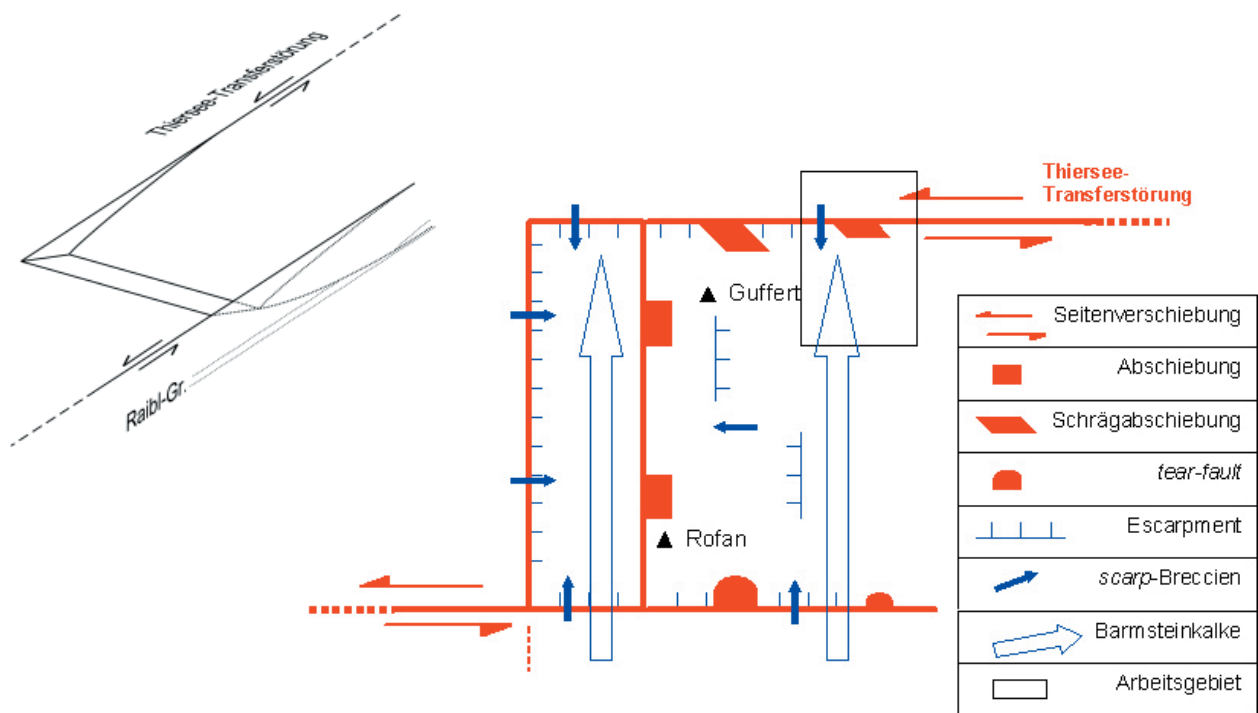


Abb. 63: Tektonisches Modell zur regionalen Jurabeckenentwicklung im Südosten der Lechtal-Decke in zwei Darstellungen (nach SPIELER & BRANDNER 1989, WÄCHTER 1987 und Ergebnissen dieser Arbeit)

## 4.3 Kreide

### 4.3.1 Unterkreide

In der Unterkreide lagern sich im Arbeitsbereich weiterhin tiefmarine Sedimente ab. In der Abfolge ist dabei ein nach oben hin ansteigender siliziklastischer Eintrag in den tiefmarinen Raum bemerkbar, der mit dem Umschwung von den pelagischen Kalken der Ammergauer Schichten zu den Mergeln der Schrambach Schichten einsetzt und schließlich zur Sedimentation der sandigen Mergel der Thiersee Schichten führt. In diesen treten zudem wieder Schüttungen von Flachwasserkalken – den Urgonkalken – auf. Im Alb wird die marine Sedimentation im Bereich der Thiersee-Mulde schließlich durch Überschiebungen im Zuge der eoalpidischen Orogenese beendet.

Verschiedene mineralogische und petrographische Untersuchungen an dem siliziklastischen Material in der Kreide der Nördlichen Kalkalpen lassen EYNATTEN & GAUPP (1998) zwei verschiedene Herkunftsgebiete vermuten. Sie postulieren ein nördliches Liefergebiet im Grenzbereich zwischen Penninikum und Austroalpin, das die tiefen tektonischen Stockwerke der Nördlichen Kalkalpen (bzw. des Austroalpins) bis hinauf zu Allgäu-Decke mit Schutt versorgt (siehe auch WAGREICH 2001), und ein südliches Liefergebiet, welches seinen Schutt auf den höheren Decken der Nördlichen Kalkalpen bis hinunter zur Lechtal-Decke ablagert. Für Letzteres zeichnen EYNATTEN & GAUPP (1998) in einer Rekonstruktion einen von SE nach NW wandernden Deckenstapel,

dessen oberste tektonische Stockwerke aus kontinentaler Kruste (Südalpin und/oder Tisza-Block) und ozeanischem Krustenmaterial der Meliata-Sutur-Zone bestehen; im Laufe der Unterkreide werden die austroalpinen Decken in den Deckenstapel eingebaut und die jeweils vorgelagerten Bereiche mit dem Schutt aus dem vorwandernden Gebirge versorgt.

Im Zuge der Deckenstapelung muss es in seichten Bereichen auch zur Bildung von Flachwasserkalken gekommen sein, wie die geschütteten Urgonkalke belegen. ORTNER (2003 a) zeichnet entsprechende Modelle, wonach sich kurzlebige Karbonatplattformen auf dem an einer Rampe emporgehobenen Hangendblock einer Überschiebung bilden können.

Abb. 64 zeigt einen Schnitt durch den kalkalpinen Schichtenstapel im bearbeiteten Bereich gegen Ende der Unterkreide vor der eoalpidischen Deformation. Der Profilschnitt ergibt sich aus der vollständigen Abwicklung des Querprofils zur heutigen Situation (Abb. 68) und zeigt an Deformationsstrukturen nur jene der jurassischen Dehnungstektonik.

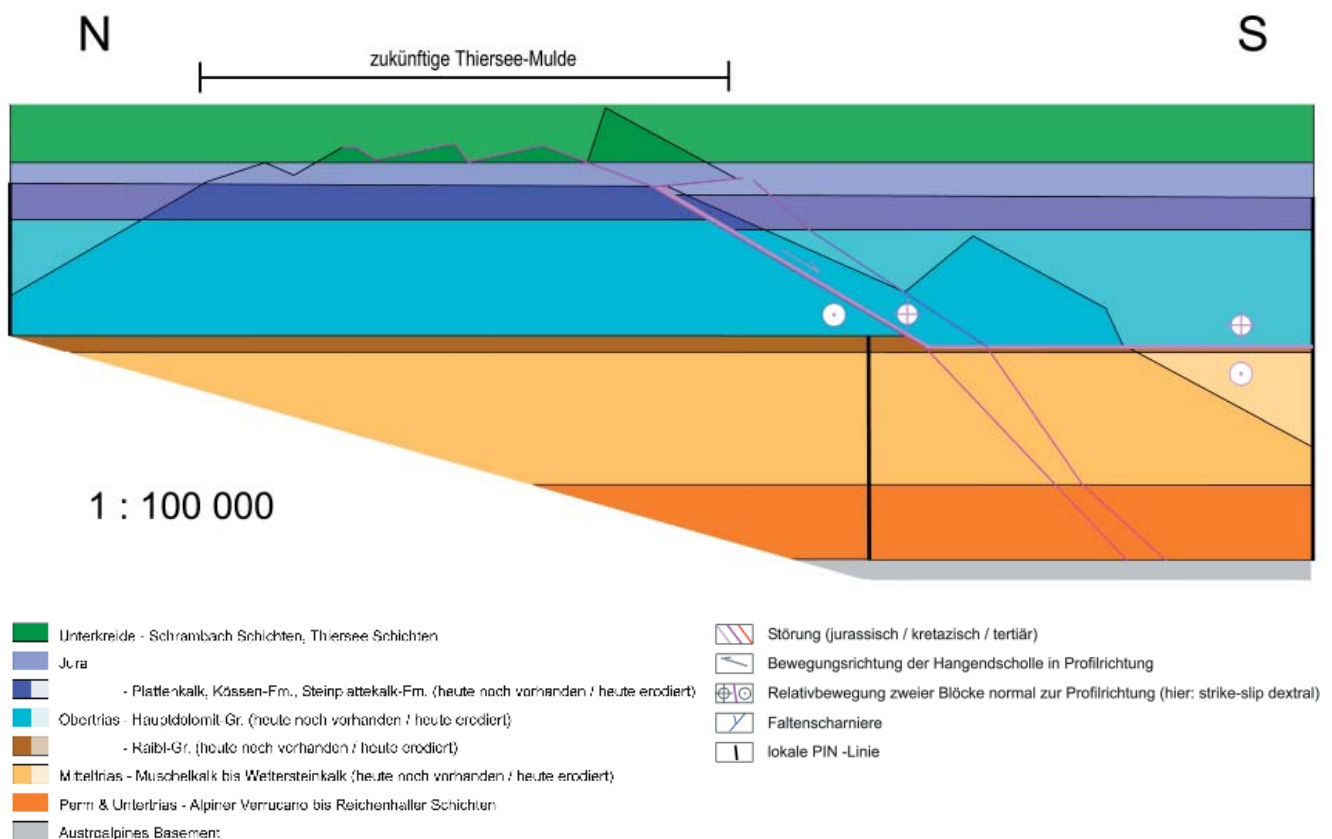


Abb. 64: Palinspastischer Profilschnitt (Unterkreide): Das Profil zeigt einen Schnitt durch den kalkalpinen Schichtenstapel im Bereich der späteren Thiersee-Mulde, bevor er im Zuge der eoalpidischen Orogenese deformiert wird. Die Bewegungsindikatoren an den tektonischen Strukturen beziehen sich ausschließlich auf die jurassische Dehnungstektonik und gelten in der Unterkreide nicht mehr.

Die Gliederung und die Mächtigkeiten des unteren Teiles der Abfolge (Perm bis Mitteltrias) richten sich nach AUER & EISBACHER (2003). Deren Profilschnitt zeigt auch, dass die Lechtaldecke im Valepp-Antiklinorium (im N) an der Raibl.-Gr zerschert wird. Damit die nördliche Pin-Linie im Profilschnitt nicht diese Scherzone quert, wird sie zweigeteilt und steht über die Hauptdolomitbasis in Verbindung.

## 4.3.2 Oberkreide

### 4.3.2.1 Die eoalpidische Deformation

Gegen Ende des Alb und im Cenoman wird der Schichtenstapel im Arbeitsgebiet in einer starken Einengungsphase im Zuge der eoalpidischen Orogenese verfaltet und von Störungen zergliedert. Die Deformation kann zeitlich gut fixiert werden, da die jüngsten Sedimente unter den Überschiebungen ins Apt/Alb datieren und die Deformationsstrukturen bereits im Turon von den Gosausedimenten plombiert werden. Über die zeitliche Festlegung kann die Deformation im Arbeitsgebiet als ein im Zuge der Überschiebung der Lechtaldecke durch die Inntaldecke (nach ORTNER 2003 a) ablaufender Prozess betrachtet werden.

Ein wichtiges Instrument der Rekonstruktion der eoalpidischen Deformation im Arbeitsgebiet sind die Oberkreideablagerungen der Gosau-Gr., die das deformierte Gebirge überlagerten und dessen Strukturen plombierten. Das Profil in Abb. 65 zeigt einen N-S-Schnitt durch dieses Gebirge, wie es sich am Ende des Cenoman dargestellt haben kann. Eingezeichnet sind auch die heute noch erhaltenen Gosauvorkommen, aus denen sich schematisch das Erosionsniveau im Turon rekonstruieren lässt. Da die Erosions- und Winkeldiskordanz an der Basis der Oberkreidesedimente am N- und am S-Schenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale bis in den Wettersteinkalk hinunterreicht, muss diese Großstruktur in ihren wesentlichen Zügen bereits eoalpidisch geformt worden sein. Die Zöttbachalm-Gosau erlaubt dabei eine relativ genaue Rekonstruktion des N-Schenkels, der gleichmäßig mit ca. 40° geneigt war und schon zu dieser Zeit von der dextralen WNW-ESE-streichenden Kühberg-Störung zergliedert wird.

Vom Arbeitsgebiet nicht mehr erfasst wird die Brandenberger Gosau am Südschenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale. Die Gosau hat eine zeitliche Erstreckung vom Turon bis ins Santon (SANDERS 1998: 143) und überlagert sowohl triassische, als auch jurassische Gesteine. Ihre nördlichsten Anteile belegen durch die Winkeldiskordanz an ihrer Basis einen eoalpidisch gebildeten Südschenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale. Dieser muss aber nach S rasch verflacht sein, da die Oberkreidesedimente (im Nordteil der Brandenberger Gosau) ihrem Substrat hier großteils ohne nennenswerte Winkeldiskordanz auflagern (ORTNER 1996: 87).

Im N des Guffert-Pendling-Gewölbes plombiert die Schmaleggalm-Gosau sowohl die Schmaleggalm-Synklinale als auch einen Teil der Abschiebungen zwischen aufrechtem und inversem Schenkel der Schmaleggalm-Antiklinale, womit die gesamte Schmaleggalm-Struktur eine kretazische Bildung zu sein scheint.

Während also der Bereich von der Guffert-Pendling-Antiklinale bis zur Schmaleggalm-Antiklinale bereits in der Kreide mindestens bis auf Hauptdolomitmiveau erodiert wurde, blieb in der Thiersee-Mulde eine Abfolge erhalten, die zeitlich bis zum Einsetzen der Überschiebungstektonik im Alb reicht. Damit wird die Annahme einer Struktur notwendig,



welche die Thiersee-Mulde zu dieser Zeit vor der Erosion schützt, gleichzeitig aber große Teile des Bereich südlich davon über das Erosionsniveau hebt. Einen beträchtlichen Anteil daran haben auf jeden Fall die mächtigen Antiklinalstrukturen des Guffert-Pending-Gewölbes und der Schmaleggalm-Antiklinale. Da die Erosion aber auch im Synklinalbereich dazwischen bis in den Hauptdolomit hinuntergreift, muss, damit sich in der Profilkonstruktion eine geometrisch sinnvolle Lösung ergibt, auch eine nordvergente Überschiebung in der Thiersee-Mulde bereits eoalpidisch aktiv gewesen sein. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Überschiebung dabei die jurassische Seitenverschiebung in der Thiersee-Mulde reaktivierte (Abb. 64). Der Knick, den die Rampe der zukünftigen Überschiebung im Profil in Abb. 64 zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk aufweist, lässt sich damit erklären, dass sich die stark nordvergente Schmaleggalm-Antiklinale mit einer engen Synklinale nördlich davon – der „embryonalen“ Thiersee-Mulde – vor dem Durchreißen der Überschiebungen bildete. Das heißt, bevor die Überschiebung

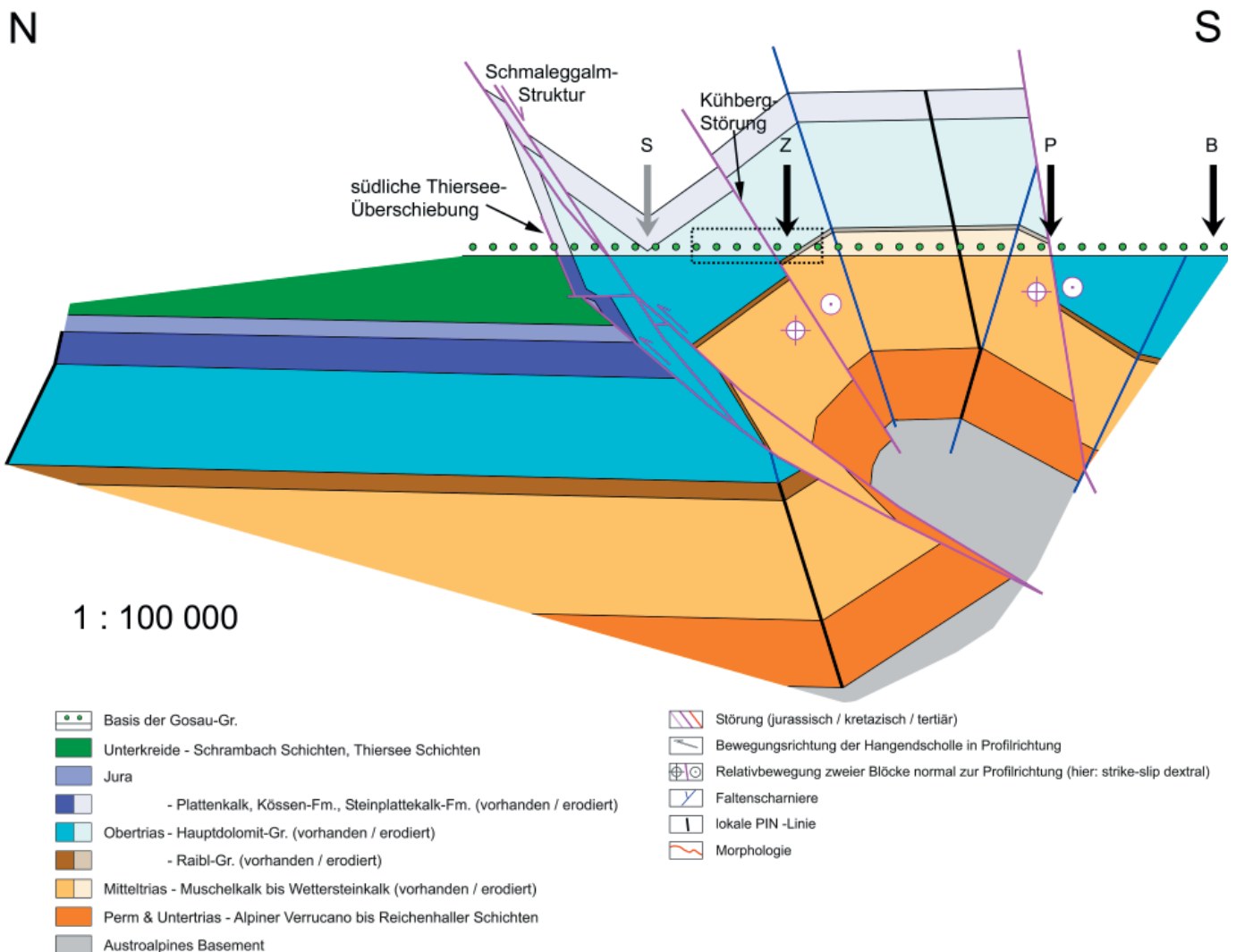


Abb. 65: Palinspastischer Profilschnitt (Oberkreide): Der Profilschnitt zeigt den kalkalpinen Deckenstapel im Bereich der späteren Thiersee-Mulde nach der eoalpidischen Deformation. Die dicken Pfeile bezeichnen die Position erhaltener Gosauvorkommen (schwarz = biostratigraphisch belegt / grau = vermutet), aus denen die gosauische Erosions- bzw. Winkeldiskordanz rekonstruiert wird: S...Schmaleggalm-Gosau, Z... Zöttbachalm-Gosau, P...Gosau im Bereich Pittenbach, B...eigentliche Brandenberger Gosau Die Position des palinspastischen Detailprofils durch die Zöttbachalm-Gosau (Abb. 66) ist ebenfalls gekennzeichnet (Rechteck mit punktierter Linie).

den Wettersteinkalk zerschert, wird dieser in der Liegendscholle nach N verkippt. Die Schmaleggalm-Antiklinale kann damit als *fault-propagation-fold* verstanden werden, wobei sowohl im Antiklinalscharnier als auch im liegenden Synklinalscharnier Überschiebungen durchreißen (Abb. 65).

Eine lokale Kompressionsrichtung dieser eoalpidischen Deformation im bearbeiteten Bereich lässt sich über einen Vergleich der PT-Achsen-Diagramme von Störungen in den Ammergauer Schichten (Abb. 55) im Nordschenkel der Thiersee-Mulde und in der Zöttbachalm-Gosau (Abb. 47) rekonstruieren. Die Verteilung der PT-Achsen in den jurassischen Gesteinen zeigt zwei Maxima, wobei sich das SW-NE-orientierte mit dem der Störungen in der Gosau deckt und damit als postgosauisch angesehen werden kann. Die NNW-SSE-Kompression ist demgegenüber in den oberkretazischen Sedimenten nicht zu finden und deshalb sehr wahrscheinlich eoalpidisch.

Zusammenfassend lässt sich damit im Arbeitsgebiet eine eoalpidische Deformation im Cenoman feststellen, welche die heutige strukturelle geologische Situation in ihren wesentlichen Zügen prägte. Die regionale, grob SE-NW gerichtete Einengung führte im Arbeitsgebiet zu einem großdimensionalen, E-W- bis ENE-WSW-streichenden, nordvergenten Faltenbau, N- bis NW-gerichteten Überschiebungen und dextraler Zerschierung an steilen, WNW-ESE-streichenden Seitenverschiebungen.

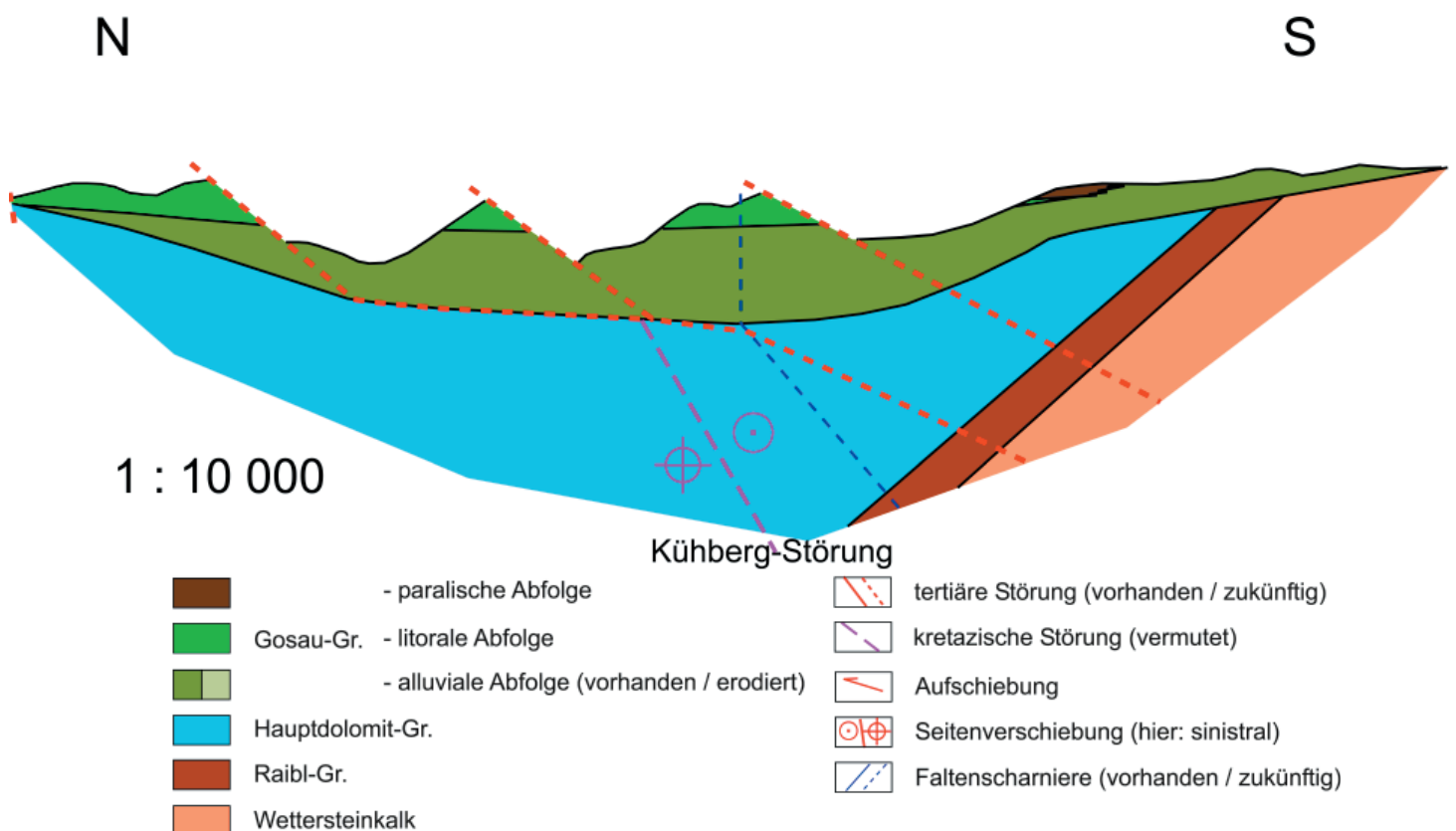


Abb. 66: Palinspastischer Profilschnitt (Oberkreide): Die Darstellung zeigt eine Rückformung des Profilschnittes durch die Zöttbachalm-Gosau in einen undeformierten Zustand. Die Position dieses Profilschnittes ist auch in Abb. 65 eingezeichnet.

#### 4.3.2.2 Die weitere Entwicklung in der Oberkreide

Nachdem im Cenoman der hier bearbeitete Bereich in der Lechtaldecke im Zuge der eoalpidischen Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke stark deformiert worden ist, greift die Überschiebungsfront in den Nördlichen Kalkalpen im Turon nach N vor, wo die Überschiebung der Lechtaldecke auf die Cenoman-Randschuppe einsetzt (ORTNER 2003 a). Das Gebiet zwischen Guffert-Pendling-Antiklinale und Thiersee-Mulde wird dabei im Akkretionskeil mittransportiert und zeigt – für einen solchen typisch – Abschiebungen und extrem starke Erosion, wie sie in der weiteren Geschichte des Arbeitsgebietes nie mehr auftreten wird. Beide Mechanismen treten gemäß dem *critical-taper*-Modell in Akkretionskeilen als mächtigkeitsreduzierende Prozesse auf (vgl. EISBACHER 1996: 73 ff). Insgesamt konnten vier oberkretazische Abschiebungen identifiziert werden. Eine davon ist die Top-nach-S-Abschiebung im Bereich der Schmaleggalm, die von dem dortigen Gosauvorkommen plombiert wird und damit altersmäßig in den Zeitraum oberes Cenoman/unteres Turon fällt (Abb. 65). Die drei weiteren Abschiebungen liegen im Bereich der Zöttbachalm-Gosau. Sie senken die Oberkreideablagerungen in ihr triassisches Substrat ein, womit sie sehr wahrscheinlich etwas jünger sind als jene im Bereich der Schmaleggalm, und werden von postgosauischen Überschiebungen abgeschnitten.

In Abb. 66 ist ein palinspastischer N-S-Schnitt durch das Becken der Zöttbachalm-Gosau dargestellt. Dieser zeigt deutlich, wie die alluviale Abfolge ein erosiv eingeschnittenes Tal verfüllte, das sich vermutlich entlang der Zerrüttungszone an der Kühberg-Störung mit einer WNW-ESE- bis NW-SE-Ausrichtung bildete. Die überlagernde litorale Abfolge repräsentiert dann die Transgression des Gosaumeeres über weite Teile der Nördlichen Kalkalpen. Wie im Profil deutlich erkennbar markiert das Auslinsen der litoralen Abfolge unter der Zöttbachalm zwischen alluvialer Abfolge im Liegenden und litoraler Abfolge im Hangenden an dieser Stelle einen marinen Randbereich schon zur Zeit der Transgression. In der folgenden Phase des Meeresspiegelhochstandes bleibt die Küstenlinie in diesem Bereich und es kommt hier zur Ablagerung der paralischen Abfolge, die beckenwärts (N) mit den Schelfsanden der littoralen Abfolge und landwärts (S) mit den Schottern der alluvialen Abfolge verzahnt, von denen sie infolge der beckenwärtigen Verlegung der Küstenlinie schließlich wieder überschüttet wird.

### 4.4 Tertiär

Nachdem die Gosau-Ablagerungen die Strukturen der eoalpidischen Orogenese plombiert haben, werden diese durch weitere Gebirgsbildungsphasen im Tertiär gemeinsam mit ihrem Untergrund deformiert. Die stärkste tertiäre Deformation der Nördlichen Kalkalpen in Form einer SSW-NNE-Einengung datiert nach EISBACHER & BRANDNER (1996) ins Paläogen. Da die feststellbaren Strukturen der tertiären Einengung einen homogenen



Datensatz ergeben und auch keine synorogenen Sedimente erhalten geblieben sind, erfolgt keine genauere Zuordnung oder Differenzierung der tertiären Deformationsprozesse, und es wird allgemein von einer tertiären bzw. paläogenen Deformation gesprochen.

Die deutlichsten Spuren dieser paläogenen Gebirgsbildungsphase sind NNE-vergente Überschiebungen und SSW-vergente Rücküberschiebungen in der Zöttbachalm-Gosau, wo zum Teil triassisches Substrat auf die Oberkreideablagerungen geschoben wird. Mittels der PT-Achsen-Analyse an den groß- und kleindimensionalen Überschiebungsstrukturen in der Zöttbachalm-Gosau kann eine tertiäre SSW-NNE-Kompression für diesen Bereich abgeleitet werden. Abb. 66 zeigt ein bilanziertes N-S-Profil durch die Zöttbachalm-Gosau, wo eine mehrfache Verdoppelung der Oberkreideabfolge durch eine auffächernde Überschiebung vorliegt. Aus der palinspastischen Rückformung des Profils ergibt sich an diesen Überschiebungen ein Gesamtversatz von 300 m, der auch im Profil in Abb. 68 berücksichtigt wird.

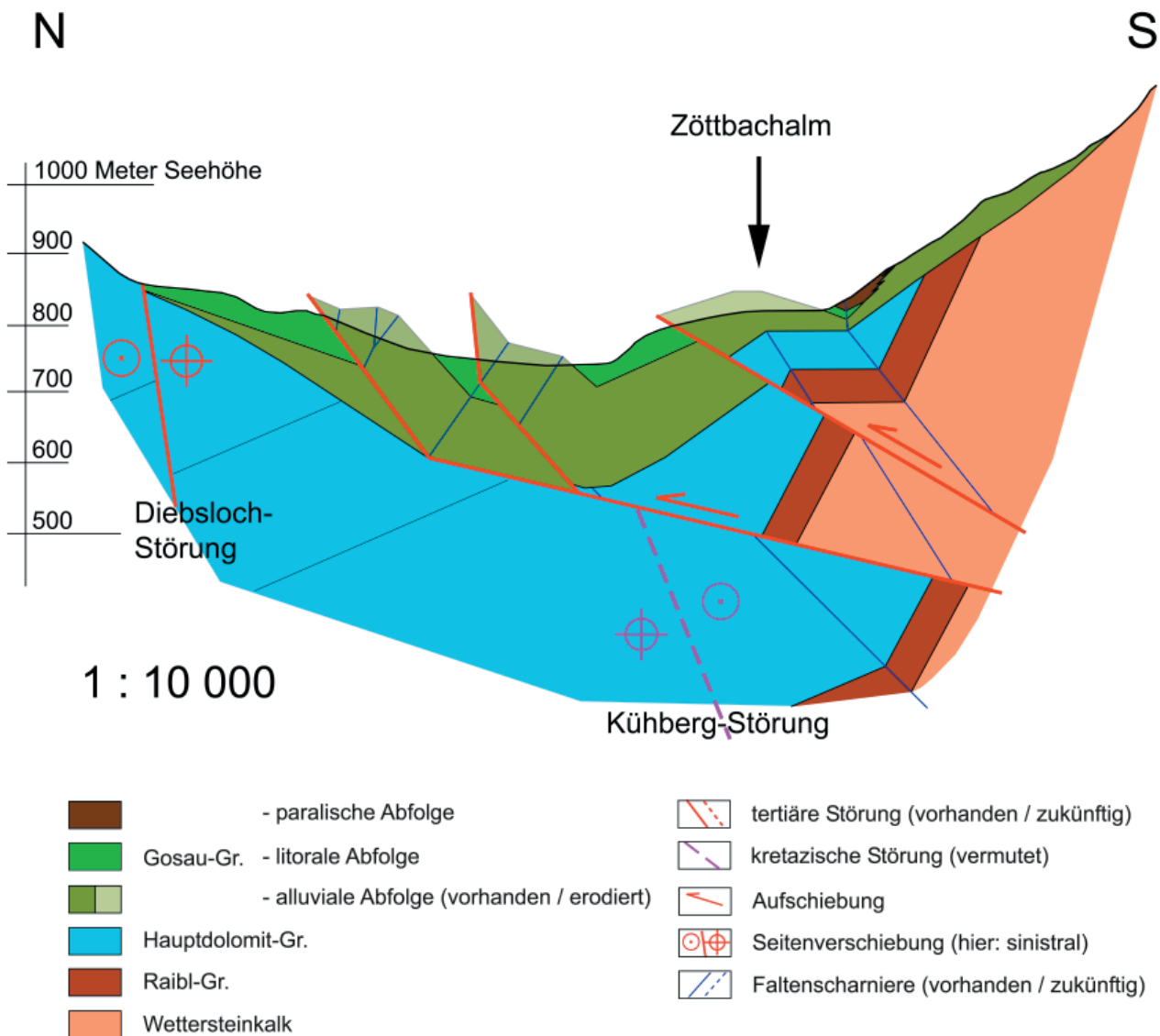


Abb. 67: Profilschnitt (heutige Situation): Aus dem Querprofil durch die Zöttbachalm-Gosau wird deren Lage in einer postgosauischen Mulde sichtbar, die sich im Nordschenkel des Guffert-Pendling-Gewölbes als leichter Knick äußert. Relativ gut lassen sich auch Faziesverteilung und Überschiebungsgeometrien (re)konstruieren.

Daneben weist die tertiäre Einengung der bereits bestehenden Guffert-Pendling-Antiklinale, belegt durch das Aufkippen der Gosauablagerungen an beiden Schenkeln (Lokalitäten Zöttbachalm und Pittenbach) bzw. die Verstellung des Nordteiles der Brandenberger Gosau (Abb. 65 & 68) auf eine tertiäre Aktivität an der zur Thiersee-Mulde hin auffächernden Hauptüberschiebung unter der Guffert-Pendling-Antiklinale hin. Die Einengung der Antiklinale allein lässt sich mit dem Modell einer *detachment-fold* mit inkompetenten Gesteinen der basalen Kalkalpenabfolge und des Basements im Kern erklären. (In Frage kommen hier Evaporite und Tone des Haselgebirges, der Werfener Schichten und der Reichenhaller Schichten und phyllitische Gesteine des austroalpinen Basements.) Bei einer *detachment-fold* endet die Überschiebung in der Tiefe. Da aber das tertiäre Aufsteilen der Schenkel der Guffert-Pendling-Antiklinale stark asymmetrisch ist – im N reicht es bis zur Zöttbachalm-Gosau (Abb. 67 & 68), im S aber erfasst es noch einen großen Teil der eigentlichen Brandenberger Gosau (ORTNER 1996; Abb. 68) – muss es zu einem Durchreißen einer Überschiebung im Bereich der Thiersee-Mulde gekommen sein, wodurch die Brandenberger Gosau im hinteren Bereich des Hangendblocks durch *fault-bend-folding* über der sich nach N versteilenden Überschiebung verstellt wird (nicht mehr dargestellt in Abb. 68).

Die kretazische Thiersee-Überschiebung (südliche Thiersee-Überschiebung) hatte in Bezug auf den Liegendblock eine klare Rampengeometrie (Abb. 65). Würde es im Tertiär einfach zu einer erneuten Verschiebung bei gleichbleibender Geometrie kommen, wären Oberkreideablagerungen im Liegenden der Störung zu erwarten, was in diesem westlichen Teil der Thiersee-Mulde nicht der Fall ist. Da solche im Hangendblock noch erhalten sind (Zöttbachalm-Gosau, Schmaleggalm-Gosau) kommt ein Fehlen aufgrund von Erosion nach der tertiären Überschiebung im relativ abgesenkten Liegendblock nicht in Frage. Damit wird klar, dass die tertiäre Überschiebung in der Thiersee-Mulde nur an der nördlichen Thiersee-Überschiebung (Abb. 68) abgelaufen sein kann, die in Bezug auf den Liegendblock eine Flachbahngeometrie zeigt. Bevor die Überschiebung durchreißt, wird der Liegendblock (= der Südschenkel des Valepp-Antiklinoriums in Abb. 68) infolge der Einengungstektonik aufrotiert und gelangt in eine Position, die es der späteren Überschiebung ermöglicht, ohne Knick von einer Rampe in der Tiefe in eine Flachbahn weiter oben überzugehen. Die von der Flachbahnüberschiebung abgeschnittenen Parasitärfaalten im Nordschenkel der Thiersee-Mulde können in diesem Zusammenhang als *fault-propagation-folds* über *out-of-the-syncline*-Aufschiebungen interpretiert werden, die Platzprobleme im Muldenkern infolge des Aufrotierens des Nordschenkels und des ebenfalls einsetzenden Vordrängens des Guffert-Pendling-Gewölbes ausgleichen.

Eine weiteres Strukturelement, welches der paläogenen SSW-NNE-Einengung zugeordnet werden kann, sind SW-NE-streichende, sinistrale Seitenverschiebungen, wie die Diebsloch-Störung und N-S- bis NNW-SSE-streichende, dextrale Seitenverschiebungen, die ganz wesentlich den heutigen Verlauf der Brandenberger Ache im hinteren Brandenbergtal beeinflussen.

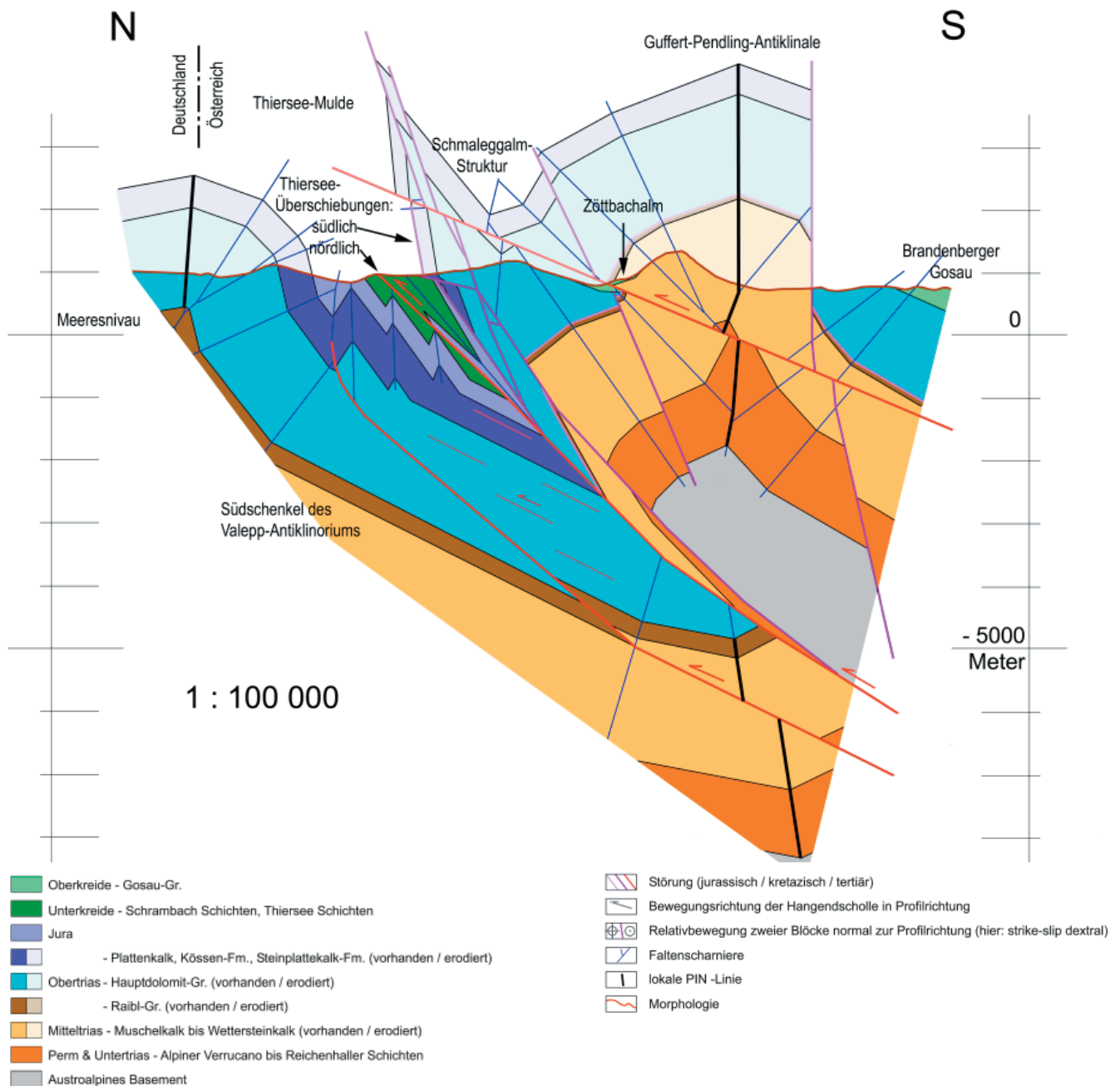


Abb. 68: Profilschnitt (heutige Situation): Die Abbildung zeigt einen Profilschnitt durch die gesamte Lechtaldecke im Bereich Thiersee-Mulde - Guffert-Pending-Gewölbe entlang der TRANSALP-Tiefenseismik. Das Querprofil lässt mit der Seismik hinsichtlich der deutlichsten Reflektoren korrelieren (siehe Anhang) und ist bilanziert. Die lokalen Pin-Linien liegen in den Faltscharnieren der Großstrukturen, da hier die geringste Scherung (der Biegegleitfaltung) vermutet wird.



## 5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die geologische Entwicklungsgeschichte des hinteren Brandenbertales in den Nördlichen Kalkalpen rekonstruiert und in dem Zuge ein bilanziertes geologisches Querprofil parallel zum entsprechenden Teilabschnitt der TRANSALP-Tiefenseismik erstellt. Das Arbeitsgebiet liegt im östlichen Bereich der Lechtaldecke und erfasst an großtektonischen Strukturen die Thiersee-Mulde und den Nordschenkel der Guffert-Pending-Antiklinale. Die Geländeaufnahme zeigte, dass zwischen diesen E-W-streichenden Großfaltenzügen ein zusätzliches Synklinal-Antiklinal-Faltenpaar liegt, das als Schmaleggalm-Struktur bezeichnet wird. Diese Struktur besteht aus einer aufrechten Synklinale im S, deren Südschenkel gleichzeitig der Nordschenkel der Guffert-Pending-Antiklinale ist, und einer engen, nach N überkippten Antiklinale, die von mehreren Störungen zerschert wird und deren Nordschenkel wiederum dem Südschenkel der Thiersee-Mulde entspricht. Letztere ist eine stark asymmetrische, ebenso nach N überkippte, enge Synklinalstruktur, in der zwei bedeutende nordvergente Überschiebungen in der Dimension von Deckengrenzen ausstreichen (nördliche und südliche Thiersee-Überschiebung). (Die Existenz einer großen Überschiebung in der Thiersee-Mulde wird schon länger diskutiert; siehe: EISBACHER & BRANDNER 1996, AUER & EISBACHER 2003, ORTNER 2003, TANNER et al. 2003.) In der TRANSALP-Tiefenseismik zeigt sich, dass diese Überschiebungszone sehr wahrscheinlich die gesamte Lechtaldecke in Form einer listrisch verlaufenden Rampe durchschlägt, an ihr austroalpines Basement die Sedimente der Lechtaldecke überfährt und im Kern der Guffert-Pending-Antiklinale bis in ein Niveau von 2 bis 3 km unter der Oberfläche gelangt.

Neben einer rein strukturellen Analyse war die Differenzierung der Deformation in einzelne Deformationsphasen und deren zeitliche Zuordnung ein weiteres Ziel dieser Arbeit, wobei in diesem Zusammenhang vor allem syntektonische Sedimente sehr wichtige Argumente lieferten. Die sedimentäre Abfolge reicht im untersuchten Raum von der Obertrias bis in die Oberkreide. Damit war zum einen eine klare Abtrennung der eoalpidischen, kretazischen Orogenese von den tertiären Gebirgsbildungsprozessen möglich, zum anderen konnte aber auch die jurassische Bruchtektonik gut erfasst werden.

Diese setzt am Beginn des Jura mit dem Zerbrechen der weitausgedehnten triassischen Karbonatplattform ein und führt zu einer Zergliederung des absinkenden Ablagerungsraumes in im Vergleich zur Trias kleinräumige Faziesbereiche. Für das Arbeitsgebiet und dessen Rahmen wird hier ein tektonisches Modell der Jurabeckenentwicklung weiterentwickelt, wonach im Bereich der heutigen Thiersee-Mulde eine sinistrale, E-W-streichende Transferstörung aktiv ist, deren Versatz im W über ein Pull-apart-Becken nach S transferiert wird (SPIELER & BRANDNER 1989). Das Becken bildet sich als N-S-streichender Halbgraben mit einem nach E einfallenden Hauptabscherhorizont und der beckentiefsten Zone im Raum des heutigen Achensees. Die deutlichsten Signale dieser Dehnungstektonik sind Riesenbreccien, die von allen

Seiten in die abgesenkten Bereiche geschüttet werden. Im Oberjura kommen noch Schüttungen von Flachwasserkalken von einer nicht mehr erhaltenen, sehr wahrscheinlich im S gelegenen Karbonatplattform hinzu (WÄCHTER 1987).

Nachdem sich die bruchtektonischen Bewegungen beruhigt haben, folgen in der Unterkreide im gesamten Arbeitsgebiet und darüber hinaus relativ gleichmäßig entwickelte tiefmarine Sedimente mit einem nach oben hin ansteigenden siliziklastischen Eintrag, der sehr wahrscheinlich den herannahenden Deckenstapel des eoalpidischen Orogens ankündigt. Im Alb beendet schließlich starke Einengungstektonik der eoalpidischen Gebirgsbildung und die damit verbundene Überschiebung an der südlichen Thiersee-Überschiebung die Sedimentation im Bereich der späteren Thiersee-Mulde. Südlich von dieser bilden sich die Schmaleggalm-Antiklinale, die Schmaleggalm-Synklinale und die Guffert-Pending-Antiklinale in ihren wesentlichen Zügen.

Nachdem der bearbeitete Bereich der Lechtaldecke im Zuge dieser Deformation in den austroalpinen Akkretionskeil eingebaut worden ist, treten Abschiebungen und extrem starke Erosion auf, wie sie in der Geschichte dieses Gebietes einzigartig bleiben wird. Dies führt in der Oberkreide schließlich zur Ablagerung der Gosau-Gruppe, welche die eoalpidischen Strukturen plombiert.

Im Tertiär werden die Oberkreidablagerungen gemeinsam mit ihrem Untergrund durch weitere Gebirgsbildungsphasen deformiert. Es kommt zu Aufschiebungen von triassischem Substrat auf die Gosauablagerungen, und in der Thiersee-Mulde ist erneut eine bedeutende nordvergente Überschiebung – die nördliche Thiersee-Überschiebung – aktiv.

## 6. Literaturverzeichnis

AMPFERER, O. (1925): Geologische Spezialkarte 1:75 000, Blatt Kufstein, Wien.

AMPFERER, O. (1941): Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwend-Gebirge. – Sitz.-ber. Akad. Wiss. Mathem.-naturw. Kl., 150, S. 181-199, Wien.

AUER, M. & EISBACHER, G. H. (2003): Deep structure and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP Profile). – Int. J. Earth. Sci., 92, S. 210-227, Stuttgart.

BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, 81, München.

BATHURST, R. G. C. (1981): Carbonate sediments and their diagenesis. 2. enlarged ed.. – Developments in sedimentology ; 12, 658 S., Amsterdam etc.

BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geol. Abh., 121, S. 57-217, Erlangen.

BÖHM, F., EBELI, O., KRYSZTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M., SIBLIK, M. (1999): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). - Abh. Geol. Bundesanst., 56/2, S. 143-272, Wien.

CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Festbd. d. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, S. 165-253, Innsbruck.

DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D. & PUTIS, M. (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral and whole rock data. – Eclogae geol. Helv., 89, S. 203-227, Basel.

DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., 58, S. 1- 217, Stuttgart.

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, S. 91-107, Innsbruck.



DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petr. Geol., 1, S. 108-121, Tulsa.

EYNATTEN, H. v. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. – Sediment. Geol., 124, S. 81-111, Amsterdam.

EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv., 89/1, S. 553-571, Basel.

FABRICIUS, F. H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Int. sed. petrogr. series, 9, 143 S., Leiden.

FOETTERLE, F. (1856): Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen-Formation und der Trias-Gebilde im südwestlichen Theile von Kärnten. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 7, 372-373, Wien.

GARRISON, R. E. (1964): Jurassic and Early Cretaceous sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Ph.D. Diss., Princeton University, 188 S., Princeton, N.J..

GAWLICK, H.-J. & SUZUJI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., S. 233-262, Stuttgart.

GEYER, G. (1886): Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 12, S. 213-287, Wien.

GOLEBIEWSKI, R. (1989): Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Diss. Univ. Wien. Wien.

GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias, (in) Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – Österr. Paläont. Ges., S. 79-119, Wien.

GÜMBEL, C. W. (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 8, S. 146- 151, Wien.

GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., Gotha.

HERM, D & WEIDICH, K. F. (1985): Unterkreide in der Thierseemulde. – Exkursionsführer zur 55. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, Exkursionen B 2, Stop 10, S. 30-38.

HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 22, S 117-135, München.

HARLOFF, J (1989): Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 29, S. 277-293, München.

HAUER, F.v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 4, S. 715- 784, Wien.

HORNSTEINER, G. (1991): Die jurassische Entwicklung der Waidringer Steinplatte unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Schichten an der Typlokalität. – Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Innsbruck, 194 S., Innsbruck.

JENKYNS, H. C.: (1974): Origin of red nodular limestone (Ammonitico rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic Model. – Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 1, S. 249-271, Oxford.

JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, 56, S. 3 -102, München.

KEIM, L. & SCHLAGER, W. (2000): Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – Sediment. Geol., 139 (3-4),S. 261-283, Amsterdam.

KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J. G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Abh. Geol. B.-A., 50, S.257-293, Wien.

KRÖLL. A. & WESSELY, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Bohrung Urmannsau 1. – Erdoel-Erdgas-Z.- ,1973, S. 400-413, Hamburg, Wien.

LEUCHS, K. (1921): Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). – N. Jb. Miner. etc., 1921/1, S. 35-50, Stuttgart.

LEUCHS, K. (1927): Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen. – Hdb. Geol. Bodenschätze Dtschld. E. Krenkel (Hrsg.), 2. Abt., 3. Bd., 374 S., Berlin.

LILL v. LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpaten. – Leonhard Jb. Mineral., Geognosie etc., 1, S. 153-220, Heidelberg.

LIPOLD, M. V. (1851): Über 5 geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. - Jb. k. k. Geol. R.-A., 2, S. 108-121, Wien.

LIPOLD, M. V. (1852): Geologische Stellung der Alpensteinkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 3, S. 91 – 98, Wien.

LIPOLD, M. V. (1854): Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. – Jb. Geol. R.-A., 5, S. 590-610, Wien.

LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. – 970 S., New York.

LUESCHEN, E., GEBRANDE, H., MILLAHN, K. & NICOLICH, R. (2002); Seismic Profiling by the TRANSALP Working Group: deep crustal vibroseis and explosive seismic profiling. – Mem. Sci. Geol., 54, S. 11-14, Padova.

LUKESCH, M. E. (2003): Die Geologie des Nordwest-Randes der Berchtesgadener Masse bei Lofer (Nördliche Kalkalpen). – Unveröffentl. Dipl.-Arbeit Univ. Innsbruck, 127 S., Innsbruck.

MAZZULLO, S. J., BISCHOFF, W.D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radial fibrous calcites in a subunconformity, shallowburial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. – Sedimentology, 37, S. 407-425, Oxford.

McCLAY, K. R. (1992): Glossary of thrust tectonics terms. In: McClay, K. R (Hrsg.): Thrust tectonics. S. 419-433, London.

MOORE, C.H., (1989): Carbonate Diagenesis and Porosity. – Developments in sedimentology, 46, 338 S., Amsterdam etc.

MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, S. 81-83, Innsbruck.



MÜLLER – JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. d. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, S. 255- 308, Innsbruck.

NAGEL, K. (1975): Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol) interpretiert mit Hilfe statistischer Verfahren. – Geotekt. Forsch., 48, S. 1-136, Stuttgart.

NAGEL, K., SCHÜTZ K.-I. et al (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Rdsch., 65, S. 536-557, Stuttgart.

ORTNER, H. (1996): Deformation und Diagenese im Unterinntaler Tertiär (zwischen Rattenberg und Durchholzen) und seinem Rahmen. – Diss. Univ. Innsbruck, 234 S., Innsbruck.

ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 94, S. 63-77, Wien.

ORTNER, H. (2003): Deformation of the Northern Calcareous Alps through Alpine orogeny – brittle structures and synorogenic sediments. – Habilitationsschrift Univ. Innsbruck, 34 S., Innsbruck.

OTT, E. (1973 a): Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 231-276, Innsbruck.

OTT, E. (1973 b): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 455- 464, Innsbruck.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – Tectonics, 10/2, S. 257-271, Washington.

REITER, F., ORTNER, H. & BRANDNER, R. (2002): Seismically active Inntal fault zone: inverted European rift structures control upper plate deformation. – Mem. Sci. Geol., 54, S. 233-234, Padova.

RICHTHOFEN, F.F.v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 1. Abth. – Jb. k. k. Geol. R.-A, 10, S. 72-147, Wien.

RISCH, H. (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – *Palaeontographica*, A, 138, S. 1-80, Stuttgart.

SALAMON, M. (2003): Grobklastische Beckensedimente (Olistostrome) des Oberen Mitteldevons im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik. – *Geol. Abh. Hessen*, 111, 209 S., Wiesbaden.

SAMAN, J. (1972): Mikrostratigraphische Untersuchungen im Neokom der Thiersee-Mulde. – *Diss. Univ. Innsbruck*, 57 S., Innsbruck.

SANDERS, D. (1997): Cyclic paralic successions in the Lower Gosau Subgroup (Upper Cretaceous), Brandenberg, Austria. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, H.5/6, S. 585-595, Stuttgart.

SANDERS, D. (1998): Tectonically Controlled Late Cretaceous Terrestrial to Neritic Deposition (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Facies*, 39, S. 139-178, Erlangen.

SATTERLEY, A. K. & BRANDNER, R. (1995): The genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geol. Rundsch.*, 84, S. 287-292., Stuttgart.

SAUSGRUBER, J. Th. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – *Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Innsbruck*, 133 S., Innsbruck.

SCHAFHÄUTL, C. E. (1846): Beiträge zur näheren Kenntnis der Bayerischen Voralpen. – *N. Jb. Miner. etc.*, 1846, S. 641-695, Stuttgart.

SCHLAGER, M. (1955): Geologische Studien im Tauglboden. – *Mitt. naturw. Arb.-gemein. Haus Nat. Salzb.*, 7, S. 25-45. Salzburg.

SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, 20, S. 65-89, Oxford etc.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66 – 67, S. 165-193, Wien.

SCHÜTZ, K.-I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendelmulde. – Geotekt. Forsch., 57, S. 1-84, Stuttgart.

SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom jurassischen Pull-apart Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, S. 191-194, Innsbruck.

STANTON R.J. & FLÜGEL E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, 20, S. 1-138, , Erlangen.

SUESS, E. (1852 a): Untersuchungen der Brachiopoden in den sogenannten Kalkschichten von Kössen. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 3, H. 1, S. 180- 181, Wien.

SUESS, E. (1852 b): Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 3, H. 2, S. 171, Wien.

SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria), with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER 1866). – Beitr. Paläont. Österr., 21, S. 105-177, Wien.

SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend-folding. – Am. Jour. Sci., 283, S. 684-721, New Haven.

TANNER, D. C., BEHRMANN, J. H. & DRESMANN, H. (2003): Three-dimensional retro-deformation of the Lechtal Nappe, Northern Calcareous Alps. – Journal of Structural Geology, 25, S. 737-748, Oxford etc.

THÖNY, W. (2003): Analyse der Pendling Antiklinale sowie der Thiersee – Mulde im Bereich NW von Kufstein (Tiroler Unterinntal) unter Verwendung sedimentologischer, strukturgeologischer und paläomagnetischer Arbeitsmethoden. – Unveröffentl. Dipl. Arbeit Univ. Innsbruck, 120 S., Innsbruck.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II, 580 S., Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band II: Außerzentralalpiner Anteil. 710 S., Wien.



TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., S. 145-218, Wien.

TUCKER, M. E. & WRIGHT, V.P. (1990): Carbonate Sedimentology. 482 S., Oxford etc.

VOROS, A. (1991): Hierlatzkalk - a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies. – In: Lobitzer, H., Csaszar, G. & Daurer, A. (Red.): Jubiläumsschr. 20 Jahre Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., S. 145-154, Wien.

WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccie und ihr sedimentary-tektonisches Umfeld im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. u. geot. Arb., 27, 239 S., Bochum.

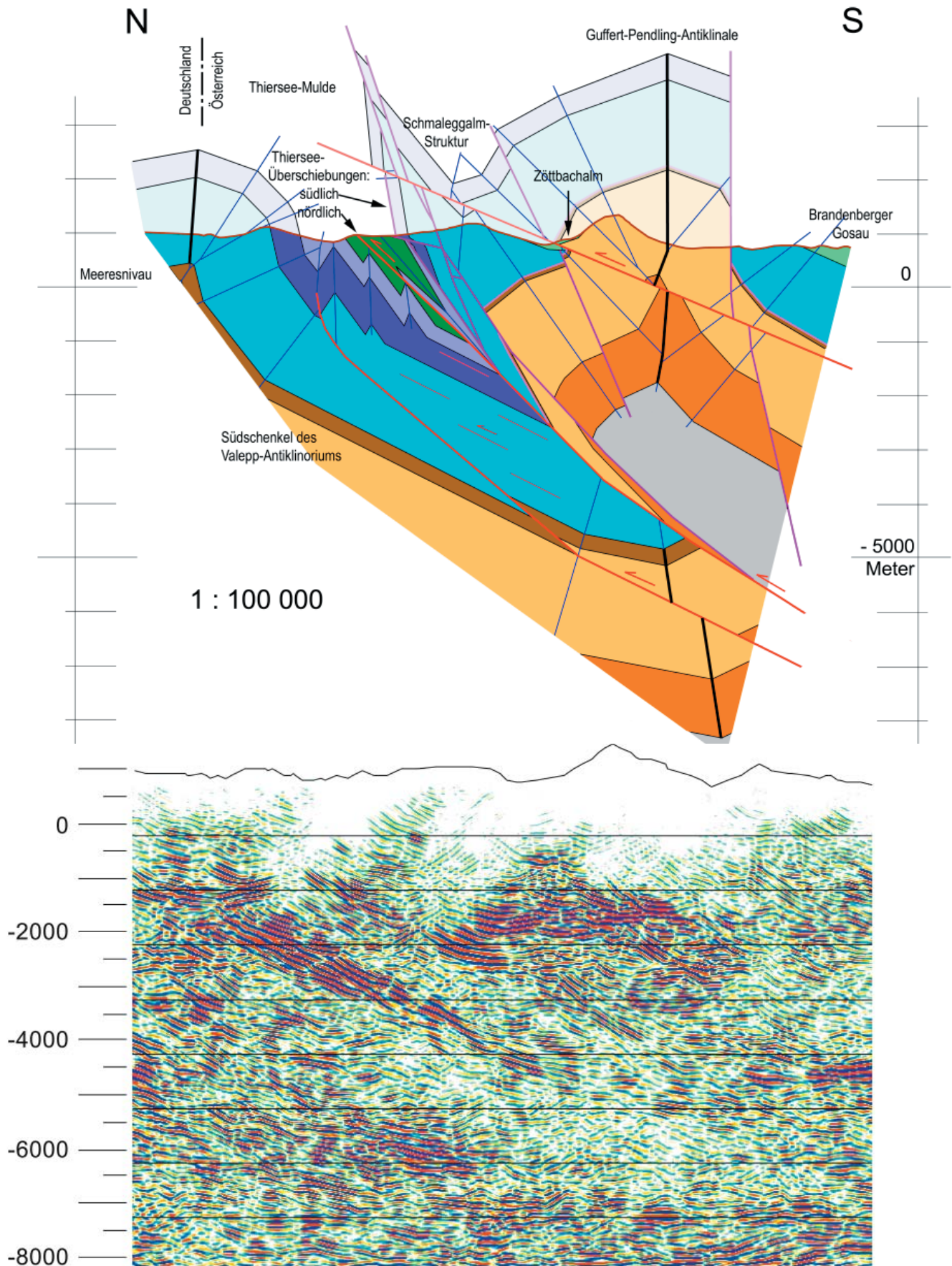
WAGREICH, M. (2001): A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian-Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. – Terra Nova, 13, S. 401-406, Oxford.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 110, S. 235-254, Amsterdam.

WEIDICH K.F. (1987): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Habilitationsschrift der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München, 522 S., München.

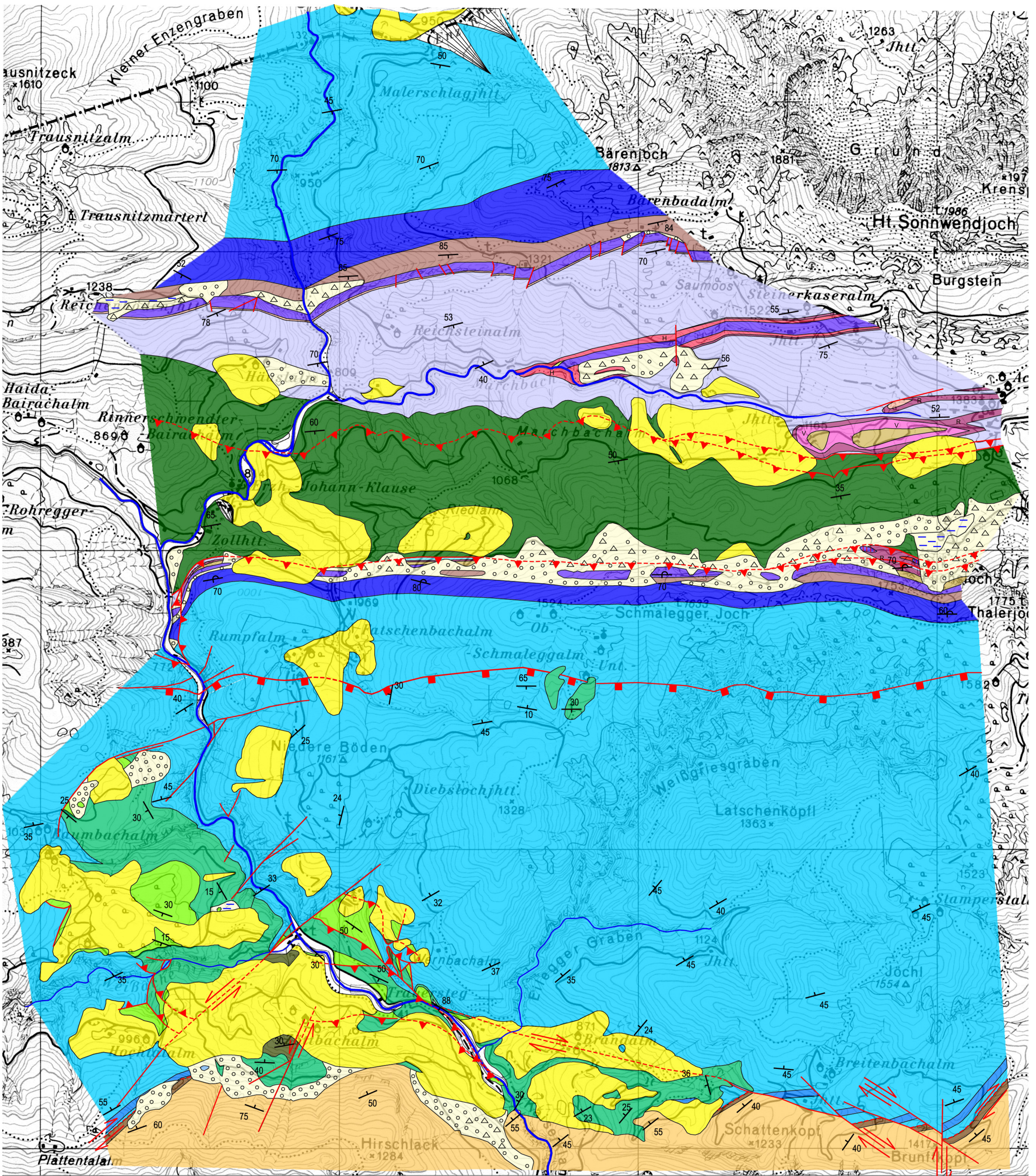
ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 56, S. 128-139, 1 Abb., Stuttgart.

## 7. Anhang: Profil-Korrelation



TRANSALP-Tiefenseismik und bilanziertes geologisches Profil (Legende in Abb. 68) deckungsgleich übereinandergestellt





Geologische Karte des Gebietes um die Erz.-Joh.-Klause im hinteren Brandenbergtal (Tirol / Österreich)  
im Maßstab 1 : 10 000

aufgenommen von Andreas Töchterle in den Jahren 2000 bis 2004

	rezente Bachschotter		Barmsteinkalk		Hierlitzkalk		
	Moor und Vernässungszone		Ammergauer Schichten		Steinplattekalk-Formation		
	Hang- / Blockschutt		Tauglboden-Breccie mit Olistolith		Kössen-Formation		
	Quartär		Ruhpolding-Formation		Plattenkalk		
	Gosau-Gruppe: paralische Abfolge		Vilsler Kalk		Mittlerer und Oberer Hauptdolomit		Störung (gesichert / vermutet)
	Gosau-Gruppe: litorale Abfolge		Scheibelberg- und Chiemgau-Formation		Unterer Hauptdolomit mit Tierbergkalk		Aufsiebung
	Gosau-Gruppe: alluviale Abfolge		Obersee-Breccie		Raibl-Gruppe		Abschiebung
	Schrambach Schichten		Adneter / Klausalk-Komplex		Wettersteinkalk		Seitenverschiebung
							Lagerung (aufrecht / invers)