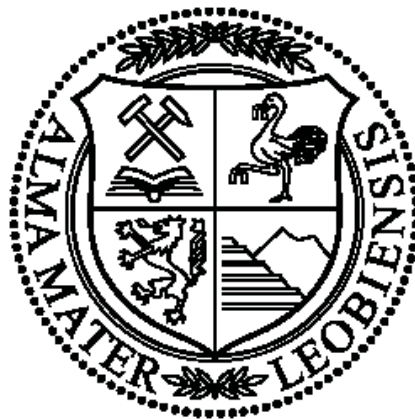


# Masterarbeit

**Isotopenstratigraphie ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) und geochemische  
Charakteristika (RFA, RDA) von Ober-Tithon bis Unter-Kreide  
Tiefwassersedimenten als Hilfsmittel für die Prospektion neuer  
Zementrohstoff-Lagerstätten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg)**



Zur Erlangung des Akademischen Grades Master of Science

Eingereicht am Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,  
Lehrstuhl für Erdölgeologie  
der Montanuniversität Leoben

Vorgelegt von  
Gerald Maier, BSc

Sommersemester 2014

#### **EIDESSTÄTLICHE ERKLÄRUNG**

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

#### **AFFIDAVIT**

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

\_\_\_\_\_  
Datum

\_\_\_\_\_  
(Gerald Maier, BSc)

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	5
Abstract .....	6
1 Einleitung und Aufgabenstellung.....	7
2 Geographischer Überblick .....	9
3 Geologischer Überblick – Stand der Forschung.....	10
4 Methodik.....	20
5 Resultate .....	22
5.1 Gutratberg .....	22
5.1.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung.....	22
5.1.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen .....	24
5.2 Das Roßfeld .....	33
5.2.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung.....	33
5.2.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen .....	34
5.3 Die Weitenau .....	36
5.3.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung.....	36
5.3.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen .....	39
5.3.2.1 Östliche Weitenau .....	39
5.3.2.2 Zentrale Weitenau.....	42
5.3.2.3 Westliche Weitenau .....	43
6 Diskussion und Interpretation der Resultate.....	45
6.1 Vergleich und Korrelation der Profile am Roßfeld und der Weitenau mit dem Standardprofil im Steinbruch Gutratberg .....	45
6.2 Paläoklimatologische und sequenzstratigraphische Diskussion und Interpretation der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenkurven des Profils im Steinbruch Gutratberg .....	50
7 Standortbewertung.....	57
7.1 Erläuterung der Bewertungskriterien und Abstufung .....	57
7.2 Das Roßfeld .....	58

7.2.1	Ergebnis der geologischen Kartierung und der Probennahme .....	58
7.2.2	Standortbewertung Roßfeld .....	60
7.3	Weitenau.....	61
7.3.1	Östliche Weitenau.....	61
7.3.1.1	Ergebnis der geologischen Kartierung und der Probennahme.....	61
7.3.1.2	Standortbewertung östliche Weitenau .....	65
7.3.2	Zentrale Weitenau .....	66
7.3.2.1	Ergebnis der Probennahme .....	66
7.3.2.2	Standortbewertung zentrale Weitenau .....	68
7.3.3	Westliche Weitenau.....	69
7.3.3.1	Ergebnis der Probennahme .....	69
7.3.3.2	Standortbewertung westliche Weitenau .....	70
7.4	Zusammenfassung der Standortbewertung .....	71
8	Ökonomische Bedeutung dieser Arbeit.....	72
9	Schlussfolgerungen .....	73
9.1	Untersuchungen am Profil Gutratberg .....	73
9.2	Vergleich der Profile am Gutratberg, dem Roßfeld und der Weitenau.....	73
	Danksagung .....	75
	Literaturverzeichnis.....	76
	Anhang .....	90



## Zusammenfassung

Durch Neuuntersuchungen an dem virtuell vollständigen Profil von Tiefwasser-Sedimenten des Ober-Tithon bis Hauterive (Oberalm-, Schrambach- und Roßfeld-Formation) im Steinbruch Gutratberg (St. Leonhard/Salzburg) sowie Profilen mit vergleichbarem stratigraphischen Niveau in der Weitenau und dem Roßfeld (beide Salzburg), konnten erstmalig  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurven von der Jura/Kreide-Grenze bis in das Hauterive für die Nördlichen Kalkalpen erstellt werden. In Kombination mit lithologischen und chemischen Analysen (RFA, RDA) der Profile sowie der Verwendung bestehender biostratigraphischer Untersuchungen können neue Erkenntnisse über die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura und der Unter-Kreide, mögliche paläoklimatologische Auslöser und sequenzstratigraphische Folgen präsentiert werden. Das Profil am Gutratberg liefert insbesondere im obersten Ober-Tithon, im gesamten Berrias und im Unter-Valangin hochaufgelöste  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurven. Die neuen Daten können mit  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven aus den Südalpen korreliert werden und dokumentieren somit Auswirkungen von klimatischen Veränderungen im obersten Jura und der Unter-Kreide im Tethysraum: Bereits ab der Jura/Kreide-Grenze kann erhöhter Eintrag von siliziklastischem Material beobachtet werden, wodurch der Kalzitanteil und der Anteil an Organik erniedrigt werden. Als Ergebnis des klimatischen Wechsels im obersten Unter-Berrias, der eine Intensivierung der Stoffwechselkreisläufe bedingt (erhöhte Temperaturen und  $\text{CO}_2$  dadurch erhöhter Eintrag von siliziklastischem Material), ertrinkt die Plassen-Karbonatplattform durch plötzlichen Meeresspiegelanstieg in Verbindung mit erhöhter Subsidenz an der Grenze Unter-/Mittel-Berrias. Die Gutratberg-Sub-Formation wird dabei als Ertrinkungssequenz interpretiert. Der Zusammenhang von erhöhten  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen mit Wachstumskrisen in Karbonat-Plattformen in den Südalpen konnte auch für die Nördlichen Kalkalpen geltend gemacht werden. Darüber erfolgte die, durch kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen geprägte, Ablagerung der basalen Schrambach-Formation, ohne Einfluss von Tektonik. Dabei ergeben Lithologie, Isotopie und Sequenzstratigraphie ein schlüssiges Bild. Die Ablagerung und der abrupte lithologische Wechsel von der Schrambach- zur Roßfeld-Formation im Unter-Valangin erfolgte aufgrund eines erneuten Meeresspiegelabfalls an der Grenze Ober-Berrias/Unter-Valangin – abgeleitet aus dem am Beginn des Valangins einsetzenden Temperaturabfall. Des Weiteren können die Profile am Gutratberg, in der Weitenau und im Roßfeld aus unterschiedlichen Ablagerungsräumen und unterschiedlicher geographischer Position mithilfe der chemischen und lithologischen Analysen zueinander korreliert werden. Durch den Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurven sind Aussagen über die stratigraphischen Reichweiten und Mächtigkeiten der Profile vom Roßfeld und der Weitenau im Standardprofil Gutratberg möglich. Daraus lassen sich, aufgrund unterschiedlicher Mächtigkeiten der entsprechenden Abfolgen, fazielle Positionen der Ablagerungsräume ableiten: Der Gutratberg nimmt dabei eine distale Beckenposition mit hoher Sedimentakkumulation ein. Die Weitenau nimmt eine intermediäre Beckenposition und das Roßfeld eine proximale Beckenposition ein. Außerdem lassen sich aus den gesammelten Daten sowie aus Ergebnissen der geologischen Kartierung Aussagen über die grundsätzliche Eignung der Untersuchungsgebiete Weitenau und Roßfeld als Standort zur Gewinnung von Rohmaterial für die Zementerzeugung getroffen werden. Das Roßfeld im Bereich Abtswald ist von gesamten Untersuchungsgebieten am geeignetsten. Für das Roßfeld sprechen die gute Infrastruktur und die geringe Transportweite sowie der, durch die Abgelegenheit und große Höhenlage bedingte, gute Umwelt- und Anrainerschutz. Die östliche Weitenau ist bedingt geeignet. Hier wirken sich die Verkehrsanbindung und die hohe Transportweite nachteilig aus. Bezüglich der Geologie und der Materialeigenschaften sind beide Gebiete als geeignet zu bezeichnen.

## Abstract

The first  $\delta^{13}\text{C}$ - and  $\delta^{18}\text{O}$ -curves from the Jurassic/Cretaceous-boundary to the Hauterivian in the Northern Calcareous Alps were created by examination of Upper Tithonian to Hauterivian deep water sediments (Oberalm, Schrambach and Roßfeld Formation). The samples derived from a virtually complete profile, situated in the Gutratberg quarry (St. Leonhard/Salzburg), as well as from sections of a comparable stratigraphy, situated in the Weitenau and Roßfeld areas (both Salzburg). In combination with lithological and chemical analyses (XRF, XRD), using the already existing detailed biostratigraphy, the new data give a better insight to the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps in from Upper Jurassic to Lower Cretaceous times, possible links to paleoclimatological triggers and sea-level changes. The Gutratberg profile provides high resolution  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - and  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -curves in the uppermost Upper Tithonian, Berriasian and Lower Valanginian. The data can be correlated with  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -curves from the Southern Alps and document environmental changes in the Tethys-region in the uppermost Jurassic to Lower Cretaceous: From the Jurassic/Cretaceous-boundary onwards an increasing input of siliciclastics can be observed resulting in a decreasing content of calcite and organic matter. The climatic change in the uppermost Lower Berrias intensifies (hydrological-) metabolic-cycles (higher  $\text{CO}_2$ -levels lead to higher temperatures which result in increased humidity and erosion rates), triggers quick rising sea-levels and ends in the drowning of the Plassen Carbonate Platform at the Lower/Middle Berrias boundary in combination with increasing subsidence. The deposition of the Gutratberg Member is interpreted as the basinal counterpart of the drowning sequence of the Plassen Carbonate Platform. The connection between increasing  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -levels and growth-crisis of carbonate platforms in the Southern Alps can also be asserted for the Northern Calcareous Alps. The deposition of the lowest Schrambach Formation follows upsection the Gutratberg Member. Changes in lithology were triggered by short-term sea-level fluctuations, revealed by the  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - and  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -curves and not by tectonics. Lithology, isotope and sequence stratigraphy create a coherent overall picture of this part of the succession. The abrupt change in lithology at the lowest Valanginian (Schrambach/Roßfeld Formation-boundary) can be correlated with a drop in temperature at the Upper Berriasian/Lower Valanginian-boundary – clearly visible in the  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -data. Furthermore, the profiles in the Gutratberg quarry, the Weitenau and the Roßfeld areas can be correlated by lithological and chemical analyses in spite of the different facies/palaeobasinal position. The comparison of the  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - and  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -curves allow a correlation of the Weitenau- and Roßfeld-successions with the Gutratberg profile. A palaeogeographic reconstruction of the three different successions was possible including a correlation of the successions: The Gutratberg profile was deposited distally in the basin. Weitenau took over an intermediate position and Roßfeld was deposited proximally. In addition, statements about the suitability of the study areas Weitenau and Roßfeld for the production of cement raw material can be made: Roßfeld, in the area of Abtswald, was the most suitable location for a successor site of the Gutratberg quarry in the entire study area. Roßfeld was preferable because of the good infrastructure, the short transportation distance and the good environmental- and riparian-protection. The eastern Weitenau is less suitable. Lacking traffic links and high transportation distances affect adversely. Regarding geology and material properties, both areas would have been suitable.

# 1 Einleitung und Aufgabenstellung

Die österreichische Zementindustrie ist mit verschiedenen Standorten über ganz Österreich verteilt. Die Standortwahl orientiert sich traditionell am Rohstoffvorkommen von Kalkstein und Mergel in den Nördlichen Kalkalpen. Die Firma LEUBE Baustoffe GmbH betreibt in St. Leonhard, 10 km südlich von Salzburg, ein Zementwerk mit einer Produktionsmenge von ca. 600.000 Tonnen Zement jährlich (siehe Abb. 1.1).

Produktionsvolumen, Umsatz, Mitarbeiter	2011	2012
Zement und Bindemittel	515.000 t	520.000 t
Brannkalk	124.000 t	126.000 t
Sand, Kies, Granit	497.000 t	620.000 t
Transportbeton	- -	80.000 m³
Umsatz (konsolidiert)	€ 69 Mio	€ 82 Mio
Mitarbeiter (Jahresdurchschnitt)	230	253

Abb. 1.1: Zahlen und Fakten der Firma Leube GmbH. (Quelle: <http://www.leube.at>)

Die Rohstoffe, abgesehen von den Korrekturstoffen, werden im betriebseigenen angrenzenden Steinbruch Gutratberg gefördert. Da die vorhandenen Reserven des bestehenden Standortes naturgemäß beschränkt sind, sollen im Zuge dieser Diplomarbeit mögliche geologische Vorkommen für Nachfolgestandorte in den Salzburger Kalkalpen prospektiert werden. Dabei soll der jetzige Produktionsstandort in St. Leonhard möglichst bestehen bleiben und ein neuer Standort für die Gewinnung des Rohmaterials prospektiert werden. Laut einer Studie von BAASKE et al. (2009), die die wirtschaftlichen, sozialen und ökologischen Leistungen der gesamten österreichischen Zementindustrie bewertete, werden 80 % der Einsatzstoffe exklusive Energieträger in der österreichischen Zementindustrie weniger als 62 km transportiert. Der durchschnittliche Transportradius der Einsatzstoffe beträgt rund 43 km (siehe Abb. 1.2).

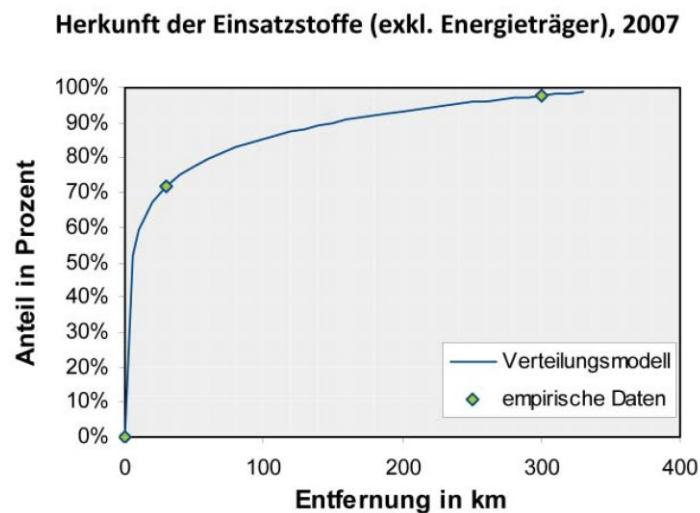


Abb. 1.2: Transportwege der österreichischen Zementindustrie: Input (Einsatzstoffe exkl. Energieträger) (nach BAASKE et al. 2009).

Daher sollen im Zuge einer Standortbewertung Faktoren wie Geologie, Materialeigenschaft und Eignung als Zementrohstoff genauso berücksichtigt werden wie die Entfernung zum jetzigen Standort, die Infrastruktur, Umweltfragen sowie der Anrainerschutz. Da es sich bei Zementrohstoffen

oft um leicht verwitterbare Mergel handelt, die in Form von Gras- und Hügelland intensiv land- und forstwirtschaftlich genutzt werden, würde die konventionelle Herangehensweise auf der Basis einer geologischen Kartierung der Zielsetzung einer Prospektion eines Nachfolgestandortes nicht genügen, da die Aufschlussituation in den Untersuchungsgebieten im Regelfall als schlecht bezeichnet werden muss. Deshalb sollen im Rahmen der Diplomarbeit mit Hilfe hochauflösender Chemo- und Cyclostratigraphie, wobei moderne biostratigraphische Untersuchungen als Grundlage bereits vorliegen, potentielle Gewinnungsgebiete untersucht werden. Grundlage ist dabei eine lithologische Aufnahme und Beprobung des Profils im Steinbruch Gutratberg, die durch bereits bestehende hochauflösende biostratigraphische Untersuchungen durch KRISCHE (2012), sowie durch RFA- und RDA-Analysen der Proben und Erstellung von Isotopenkurven ( $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ ) entlang des Profils vervollständigt werden. Die Auswertung der Lithologie, des Chemismus sowie der  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurven entlang der sedimentären Abfolge des Gutratberg soll in weiterer Folge Interpretationen über paläogeographische Beckenpositionen sowie die Ablagerungsverhältnisse und das Klima zulassen und damit die Grundlage eines Vergleichs von Profilen in anderen Gebieten darstellen. Nach eingehender Studie der geologischen Karte (PLÖCHINGER 1987, 1990) kristallisierten sich unter Berücksichtigung aller Kriterien zunächst drei Gebiete heraus:

- Das Roßfeld westlich der Salzach bei Kuchl zwischen Gamp im Norden und Wenger im Süden
- Die Weitenau nordöstlich von Golling zwischen Strubau im Osten und dem Lienbachschmied im Westen
- Gebiete nordöstlich von Strubau

Nach einer erneuten Reevaluierung des Zielgebiets nordöstlich von Strubau wurden folgende Schlüsse gezogen:

- Geologisch besteht das Gebiet aus der oberen Oberalm-Formation sowie den unteren Teilen der Schrambach-Formation und zeigt somit keine vollständige Schichtfolge im Vergleich zum Standardprofil des Gutratberg.
- Das Gebiet ist teilweise dicht besiedelt.

Besonders das Fehlen der Roßfeld-Formation in diesem Zielgebiet macht es auch vom wissenschaftlichen Standpunkt her weniger interessant, da für die Interpretation der Profile wichtige Übergänge fehlen. Aus diesen Gründen werden die Gebiete nordöstlich von Strubau nicht weiter berücksichtigt.

In den potentiellen Gewinnungsgebieten wurden aufgeschlossene Profile lithologisch und geochemisch (RFA, RDA,  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie) analysiert. Durch den Vergleich von Geochemie, Isotopenkurven und den teilweise auch in den Untersuchungsgebieten vorhandenen biostratigraphischen Untersuchungen der Profile durch KRISCHE (2012) mit dem beinahe ungestörten Profil des Ober-Jura und der Unter-Kreide im Steinbruch Gutratberg soll es möglich sein, die nur als kleiner Teil der Gesamtabfolge aufgeschlossenen Profile in den Zielgebieten mit der Gesamtabfolge des Standardprofils des Steinbruchs zu korrelieren. Damit wäre es möglich, die verdeckten geologischen Formationen in den Zielgebieten vorherzusagen und Aussagen über deren geologische Eignung als Rohstoff für die Zementherstellung zu treffen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen dann zusätzlich in das Modell der geodynamischen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura bzw. der Unter-Kreide einfließen und dieses ergänzen. Kenntnis über den geologischen Hintergrund einer sedimentären Abfolge sowie geodynamische Modelle der Platznahme dieser Abfolgen in Bezug auf die Nebengesteine sind grundlegend für jede Art der Vorhersage von Rohstoffvorkommen und daher die Grundlage jeder modernen Prospektion.

## 2 Geographischer Überblick

Die Untersuchungsgebiete liegen im Bundesland Salzburg, greifen randlich auch etwas nach Bayern und gehören zu den zentralen Nördlichen Kalkalpen. Das Gebiet wird durch das NNW-SSE verlaufende Salzachtal in einen westlichen und einen östlichen Teil gegliedert. Die untersuchten Gebiete umfassen westlich des Salzachtals den aktuellen Steinbruch am Gutratberg in St Leonhard, 10 km südlich von Salzburg, sowie das Roßfeld zwischen Kuchl im Süden und Seeleiten im Norden. Östlich des Salzachtals liegt das Untersuchungsgebiet der Weitenau, einem Seitental des Salzachtals, zwischen Strubau im Westen und Voglau im Osten.



Abb. 2.1: Geographischer Überblick über die untersuchten Gebiete.

Das Untersuchungsgebiet des Roßfeld und das gesamte Gebiet der Weitenau ist eine morphologisch sanfte Mittelgebirgslandschaft, die intensiv land- und forstwirtschaftlich genutzt wird. Die Lokationen liegen in einem klassischen geologischen Untersuchungsgebiet, in dem man auf einer Fülle von vorangegangenen geologischen Untersuchungen aufbauen kann und in dem viele geodynamische Interpretationen der Nördlichen Kalkalpen der letzten Jahrzehnte im Ober-Jura bzw. der Unterkreide ihre Begründung fanden.

### 3 Geologischer Überblick – Stand der Forschung

Die Nördlichen Kalkalpen, als Teil des Oberostalpinen Deckenstapels (TOLLMANN 1985, SCHMID et al. 2004), zeigen eine sedimentäre und tektonische Entwicklung vom Ober-Perm bis in das Eozän. Sie

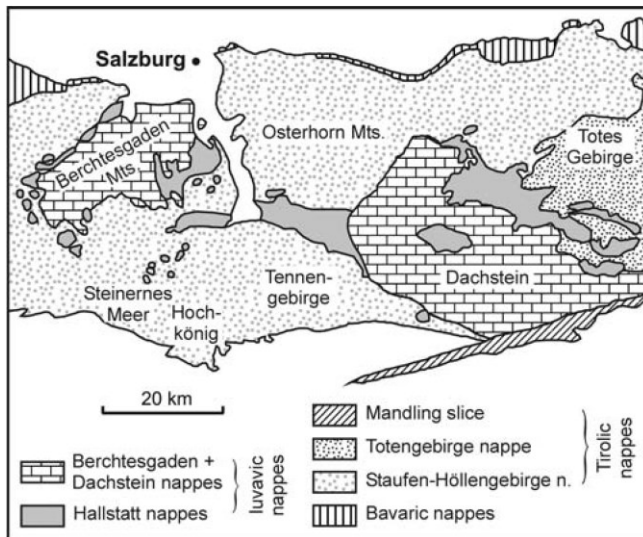


Abb. 3.1: Klassische Deckengliederung des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN (1985). Hallstatt Decke: Tief-Juvavikum, Berchtesgaden und Dachstein Decke: Hoch-Juvavikum.

erstrecken sich vom Rheingraben im Westen bis zum Wiener Becken im Osten über eine Länge von 600 km. In der mehr als 150-jährigen Geschichte ihrer geologischen Erforschung entstanden eine Fülle an Publikationen und sich immer wieder ändernde Ansichten über ihre geodynamische Entwicklung. Diese Fülle an Literatur hier wiederzugeben soll nicht Ziel dieser Arbeit sein. Dieses Kapitel soll einen Überblick über die sedimentäre und geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im Jura und der Unter-Kreide geben, wobei kurz auf die sedimentäre Entwicklung in der Trias eingegangen wird.

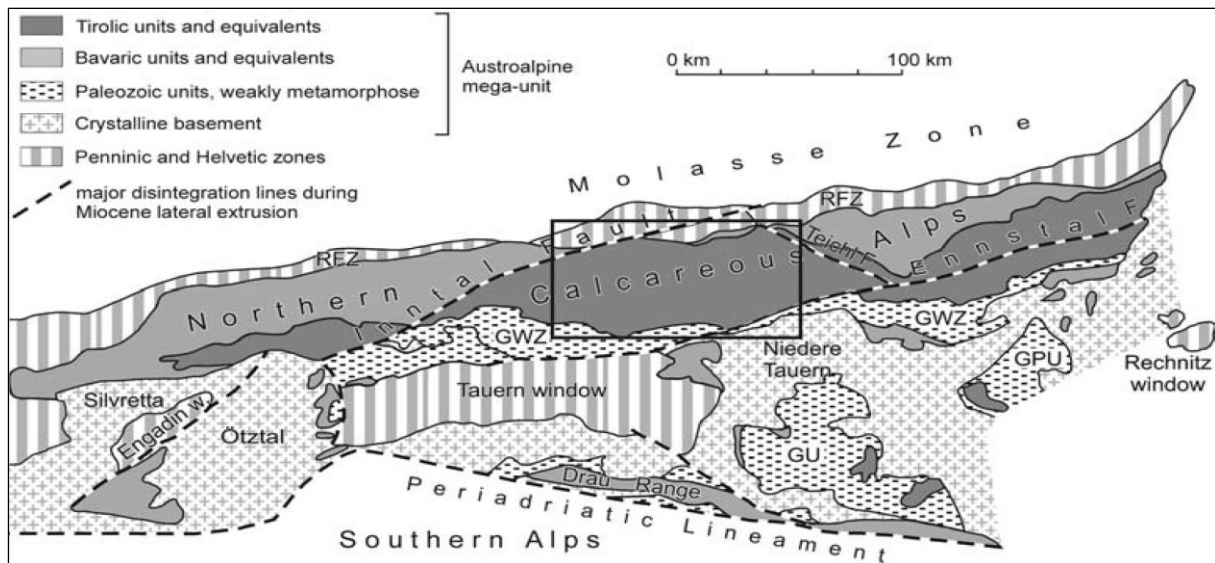


Abb. 3.2: Tektonische Karte der Ostalpen und Neugliederung der Nördlichen Kalkalpen nach FRISCH & GAWLICK (2003).

#### Tektonische Gliederung

Die traditionelle tektonische Gliederung des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen (HAUG 1906; später abgeändert durch z.B. HAHN 1913, KOBER 1923, SPENGLER 1951, PLÖCHINGER 1980, TOLLMANN 1985; siehe Abb. 3.1) umfasst eine untere Bajuvarische Decke, eine mittlere Tirolische und eine obere Juvavische Decke. Die Bajuvarische Decke gliedert sich in ein Tiefst-Bajuvarikum, ein Tief-Bajuvarikum und ein Hoch-Bajuvarikum. Darüber folgt die Tirolische Deckeneinheit. Die im Hangenden folgende Juvavische Deckeneinheit gliedert sich wiederum in Tief- und Hoch-Juvavikum. Dieses klassische, fast 100 Jahre alte Deckenkonzept steht allerdings im Widerspruch mit modernen stratigraphischen, strukturellen, metamorphen und geochronologischen Daten (z.B. GAWLICK et al. 1999).



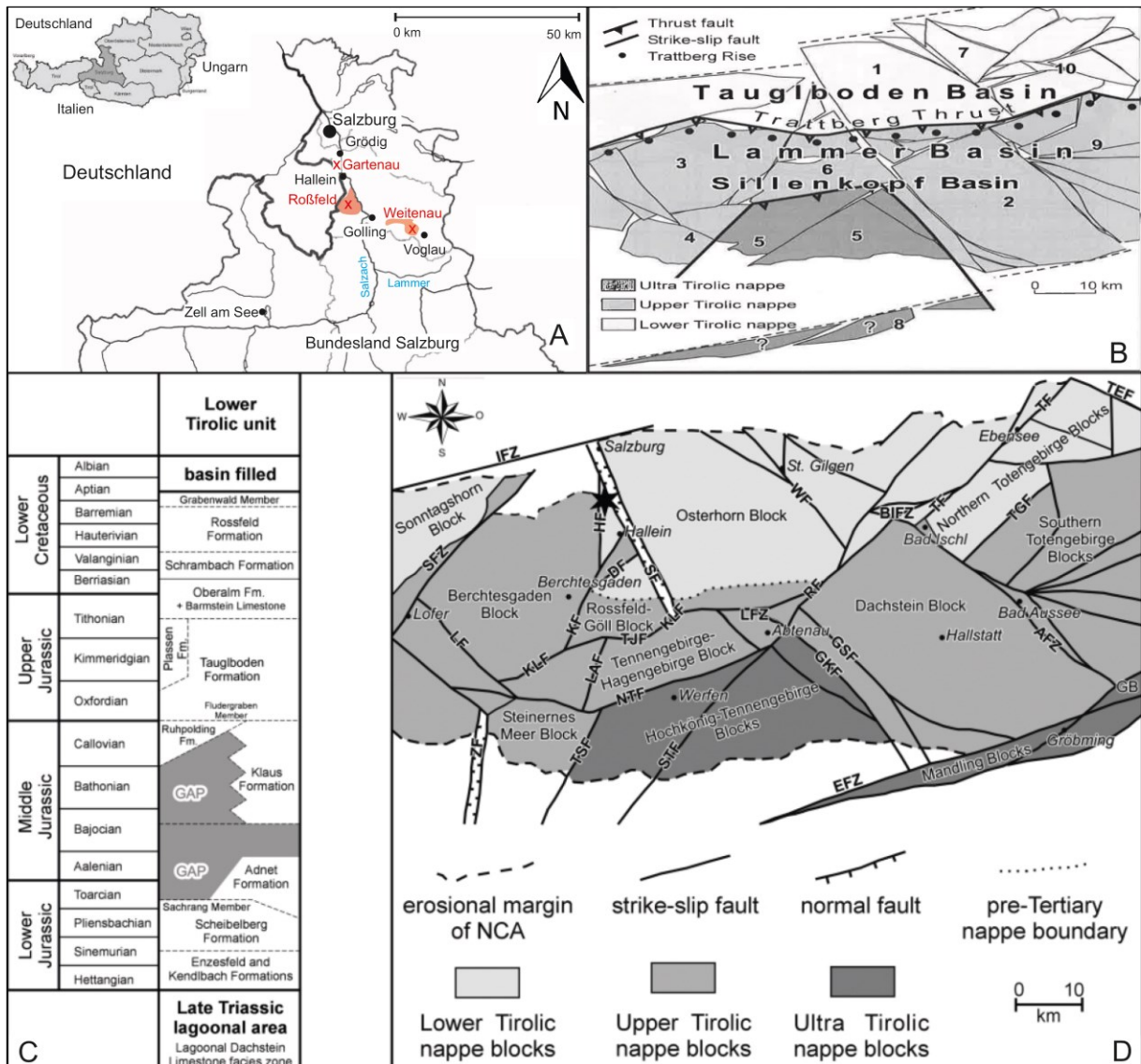


Abb. 3.3: A: Der Steinbruch Leube liegt in der Nähe von Gartenau/St. Leonard, 10 km südlich von Salzburg, Österreich. Das Roßfeld liegt südlich von Hallein und die Weitenau liegt östlich von Golling. B: Rekonstruktion der Lage der (Radiolarit-) Becken vor der miozänen lateralen tektonischen Extrusion (nach FRISCH & GAWLICK 2001, 2002 und 2003). C: Stratigraphie des Jura und der Unter-Kreide (nach GAWLICK et al. 2009, MISSONI & GAWLICK 2011a, b) mit der Lage der Oberalm-, Schrambach- und Roßfeld-Formation, die im Steinbruch Gutratberg angetroffen werden. D: Tektonische Karte mit der Blockkonfiguration der zentralen Nördlichen Kalkalpen und den untersuchten Gebieten (Stern) (verändert nach FRISCH & GAWLICK 2003). Abkürzungen miozäner Großstörungen und Störungszonen: AFZ-Aussee, BIFZBad Ischl, DF-Dürrenberg, EFZ-Ennstal, GKF-Gosaukamm, GSF-Gosausee, HF-Hellbrunn, IFZ-Inntal, KF-Königssee, KLF-Königssee-Lammertal, LAFLandtal, LFZ-Lammertal, LF-Lofer, NTF-Northern Tennengebirge, RF-Rigaus, SF-Untersalzachtal, SFZ-Saalachtal, STF-Southern Tennengebirge, TEF-Teichl, TF-Traunsee, TGF-Totengebirge, TJF-Torrener Joch, TSF-Torscharten, WF-Wolfgangsee, ZF-Zeller See.

FRISCH & GAWLICK (2003) etablierten daher ein neues Deckenkonzept für die Nördlichen Kalkalpen (siehe Abb. 3.2). Der zentrale Teil der Nördlichen Kalkalpen besteht demnach aus der Tirolischen Einheit, in der wiederum drei unterschiedliche (Sub-) Decken unterschieden werden: Tief- und Hoch-Tirolikum, die durch die Trautberg-Schwelle (siehe Abb. 3.3 B), einer Ober-Jurassischen Überschiebungsfront (GAWLICK et al. 1999), getrennt werden und die metamorph überprägte Ultra-Tirolische Einheit. Die nach traditioneller Gliederung zur Juvavischen-Decke gehörenden Dachstein- und Berchtesgaden-Decke gehören nach FRISCH & GAWLICK (2003) nun zur Tirolischen Einheit. Die klassisch dem Tiefjuvavikum zugeordnete Hallstatt-Decke wurde nach der Deckenstapelung

vollständig erodiert. Sie tritt heute nur mehr in bis zu km-großen Komponenten in der Hallstatt Mélange, ebenfalls Tirolische Einheit (FRISCH & GAWLICK 2003), zu Tage. Die Bajuvarische Einheit bleibt nach diesem Konzept unterteilt in ein Tiefst-Bajuvarikum, ein Tief-Bajuvarikum und ein Hoch-Bajuvarikum.

### **Stratigraphie in der Tirolischen Einheit im Jura und der Unter-Kreide**

Die Ausgangssituation: Bis an die Basis des Anis war die Sedimentation in den Nördlichen Kalkalpen dominiert von siliziklastischen und evaporitischen Einflüssen. In der Mittel- und Ober-Trias wechselte Karbonatsedimentation mit siliziklastischen Einflüssen. An einem passiven Kontinentalrand am Nordwestrand der Tethys entstehen mächtige Karbonatablagerungen der Dachstein-/Hauptdolomit-Plattform sowie Formationen der offen marinen Hallstatt-Zone. Das Massensterben an der Trias/Jura Grenze beendet die Flachwasser-Karbonatproduktion, im untersten Jura werden die Karbonatplattformen überflutet und es entstehen pelagische Bedingungen (GAWLICK et al. 1999). Über den Flachwasserkarbonaten der Ober-Trias folgen rote, kondensierte Adneter-Kalke (oberes Hettang/Sinemur bis Toarc, BÖHM 1992, 2003; siehe Abb. 3.4). Die Sedimentation im frühen Unter-Jura wurde durch die Topographie der rhätischen Hauptdolomit-/Dachstein-Plattform (BÖHM 2003, GAWLICK & FRISCH 2003) an einem passiven Kontinentalrand am Rande der Tethys kontrolliert. Über der rhätischen Kössen-Formation folgten kieselige und mergelige gebankte Kalksteine (Eiberg-Becken: Kendlbach-Formation, Hettang; Scheibelberg-Formation, oberstes Hettang bis Toarc: in BÖHM 1992, 2003, KRÄINER & MOSTLER 1997, EBEL 1997; siehe Abb. 3.4). Im Randbereich des Eiberg- und Scheibelberg-Beckens auch Crinoiden- und Schwammnadel-reiche Kalksteine der Enzesfeld-Formation (oberes Hettang bis unteres Sinemur, BÖHM 1992). Im höheren Unter-Jura folgte die Änderung von einem extensionalem zu einem kompressiven Regime (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK & FRISCH 2003). Folge dieser Umstellung war eine erste Schließung des Neotethys Ozeans mit der Obduktion von Ophiolithdecken (KARAMATA 2006, GAWLICK et al. 2008) und einer Abtiefung des Ablagerungsraums. Im oberen Pliensbach bis zum unteren Toarc entwickelte sich aufgrund von Abschiebungen, ausgelöst durch die oben genannte ostwärts gerichtete innerozeanische Subduktion im Neotethys Ozean (MISSONI & GAWLICK 2010a, 2010b), eine Horst- und Graben-Morphologie (BERNOULLI & JENKINS 1974, KRÄINER et al. 1994), die die Sedimentation von Brekzien entlang von submarinen Hängen (BÖHM et al. 1995) bedingte. Die Sedimentation im Mittel-Jura war dann geprägt von Mangelsedimentation mit Eisen-Mangankrusten bzw. Sedimentationslücken im Bereich der morphologisch erhöhten Bereiche und Sedimentation von Tiefwasserkarbonaten und Brekzien im Bereich der Gräben. Darüber folgen in den morphologisch tiefer gelegenen Bereichen gebankte, graue Kalke der Allgäu-Formation und in den morphologisch höher gelegenen Bereichen (Horste) rote, kondensierte Kalksteine der Klaus-Formation (KRYSZYN 1971, 1972; siehe Abb. 3.3). Durch die Obduktion des Ophiolithdeckenstapels auf den Südostrand des Austroalpins wird das Austroalpin als Teil einer größeren Kontinentplatte im Mittel-Jura zur Unterplatte (MISSONI & GAWLICK 2011a, 2011b) und mehrere Becken an der Überschiebungsfrent entstehen.

Die Herkunft und die geodynamische Bedeutung der Becken, die sich ab dem höheren Mittel-Jura bilden, wurde über viele Jahre kontrovers diskutiert. Die in den neu geformten Becken abgelagerten Mélanges beinhalten bis zu km-große Blöcke und Rutschungen. Diese Blöcke treten generell in einer turbiditischen, radiolarienreichen Matrix mit einem Alter von Bajoc bis Oxford auf. Sie bestehen aus Radiolariten sowie pelagischen-/hemipelagischen Kalken und Flachwasserkalken mit triassischen bis unterjurassischen Alter und unterschiedlicher paläogeographische Herkunft (MISSONI & GAWLICK 2011b).



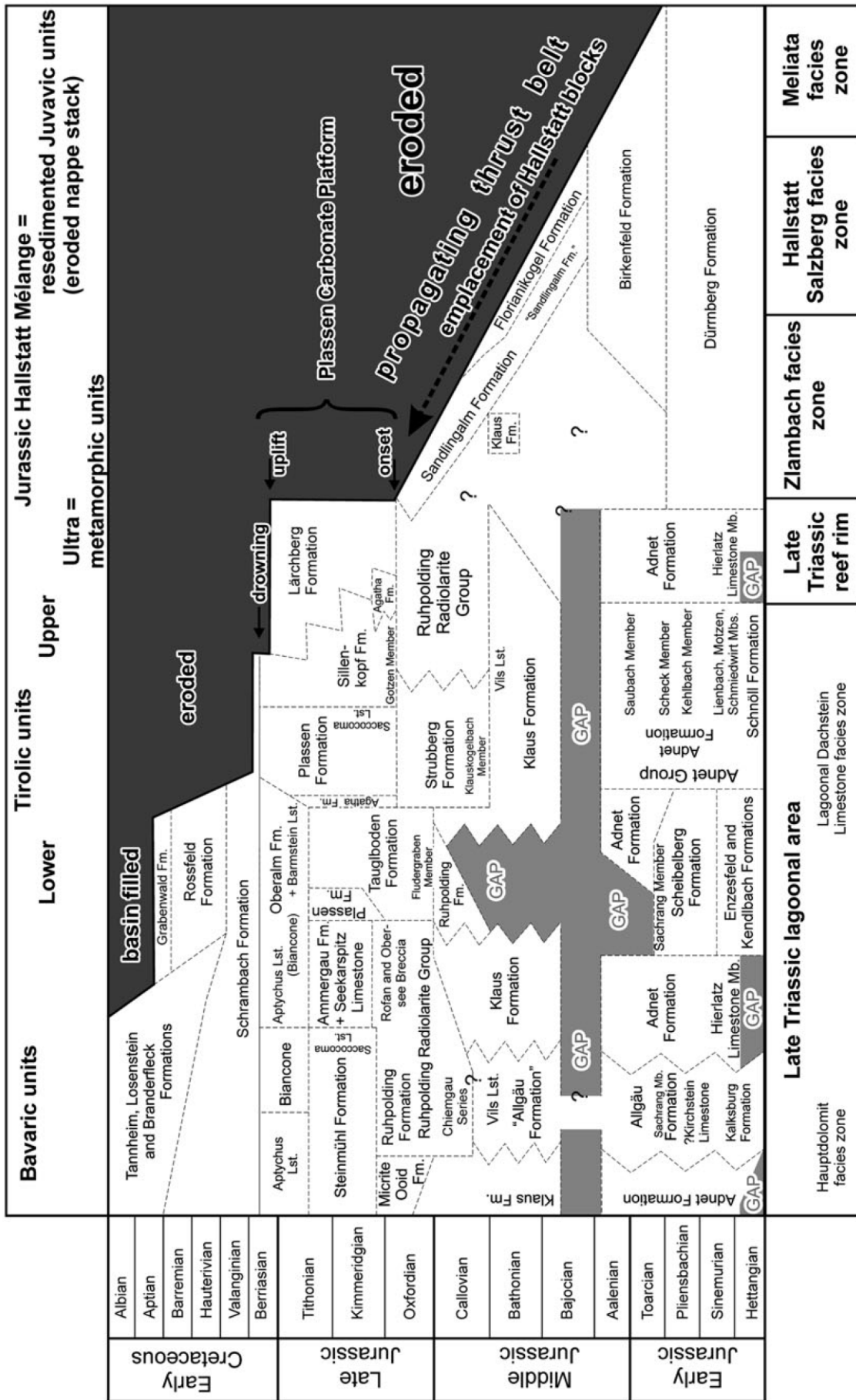


Abb. 3.4: Stratigraphie und Tektonik des Jura und der Unter-Kreide in den Nördlichen Kalkalpen (nach GAWLICK et al. 2009).

Weiter sind die für die Bildung dieser Becken verantwortlichen tektonischen Strukturen durch spätere Deformationen überprägt, was zu widersprüchlichen Rekonstruktionen führte. Zwei unterschiedliche Interpretationen werden hierfür diskutiert:

- a. Die Becken bilden sich in einem tektonischen strike-slip Regime im Jura (WÄCHTER 1987, FRANK & SCHLAGER 2006). In der untersten Kreide erfolgt die Deckenstapelung an einer aktiven Rinne. Die unterkretazischen (Roßfeld) Beckenfüllungen werden durch Überschiebung von dem Deckenstapel beendet.
- b. Durch die Obduktion eines Ophiolithdeckenstapels auf den südöstlichen Rand des Austroalpins kommt es zur Deckenstapelung. Dabei werden die älteren Sedimente des ehemaligen passiven Randes teilweise abgeschert und sukzessive in einem sich von Südost nach Nordwest entwickelnden Deckenstapel in Richtung des inneren Austroalpins geschoben, was zur Bildung mehrerer radiolaritischer Tiefwasserrinnen bzw. -becken vor den entstehenden Deckenstapel führt (GAWLICK et al. 1999, MISSONI & GAWLICK 2011a, b; siehe auch Abb. 3.3 B). Deckenüberschiebungen und Beckenbildung beginnen im Mittel-Jura und enden im Oberen-Jura, gefolgt von Gebirgshebung und extensionalem Kollaps im höchsten Jura. Dies führte zu einer Neuordnung der Becken sowie der Zerstörung der neu geformten spätjurassischen Karbonatplattformen.

Nach Modell a. sollte die obere Roßfeld-Formation ein Komponentenspektrum der überschiebenden Juvavischen Decken beinhalten (z.B. PESTAL et al. 2009). Untersuchungen der Komponenten durch MISSONI & GAWLICK (2011b) und KRISCHE et al. (2014) lieferten jedoch andere Ergebnisse. Neben den bereits aus früheren Untersuchungen (POBER & FAUPL 1988, FAUPL & POBER 1991, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997, v. EYNATTEN et al. 1996, v. EYNATTEN & GAUPP 1999, FAUPL & WAGREICH 2000) dokumentierten siliziklastischen, vulkanischen und ophiolithischen Komponenten wurden unterschiedliche spätjurassische bis unterkretazische Flachwasserkomponenten der Plassen-Karbonatplattform und frühkretazischen Beckensedimente und damit zeitgleiche Flachwasserkomponenten aus einer unbekanntem Quelle im Hinterland gefunden. Die erwarteten triassischen und jurassischen Komponenten aus der Hallstatt Zone (Hallstatt- und Pötschen-Kalkstein) bzw. triassische Flachwasserkomponenten aus der Berchtesgaden Einheit sowie Komponenten vom Alpenen Haselgebirge konnten nach MISSONI & GAWLICK (2011b) nicht nachgewiesen werden.

In weiterer Folge wird aufgrund dieser Ergebnisse das Modell nach GAWLICK et al. (1999) herangezogen. Für ausführliche Diskussionen und Begründungen zu dieser Fragestellung sei auf die Publikationen MISSONI & GAWLICK (2011a) und MISSONI & GAWLICK (2011b) verwiesen.

Nach GAWLICK et al. (2009) können fünf unterschiedliche Becken, die sich vor den Deckenstapeln bilden, unterschieden werden. Die karbonat-klastischen, radiolaritischen, (wild)flyschartigen Becken bzw. Abfolgen existieren im Zeitraum Bajoc bis Oxford/Kimmeridge (GAWLICK et al. 2009):

- Florianikogel-Becken mit Florianikogel-Formation. Nachgewiesen in den südöstlichen Nördlichen Kalkalpen (MANDL & ONDREJICKOVÁ 1991, 1993, KOZUR & MOSTLER 1992, GAWLICK 1993) sowie ähnliche Abfolgen (Meliata-Formation) in den westlichen Karpaten (KOZUR 1991, KOZUR & MOCK 1997, MOCK et al. 1998)
- Sandlingalm-Becken mit Sandlingalm-Formation (GAWLICK et al. 2007a)
- Lammer-Becken mit Strubberg Formation (unteres Callov bis mittleres Oxford; z.B. GAWLICK & FRISCH 2003)

- Tauglboden-Becken mit der Tauglboden-Formation (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973; unteres Oxford bis Tithon: HUCKRIEDE 1971, GAWLICK & FRISCH 2003, GAWLICK et al. 2007b)
- Das Rofan-Becken mit der Rofan Brekzie nach WÄHNER (1903)

Die Vorstellung nach GAWLICK et al. (2009) von unterschiedlichen Becken, die durch morphologische Hochs, d. h. auf den sich verdickenden Deckenstapeln entstehenden Flachwasserentwicklungen (von S nach Nord: Lärchberg-, Plassen-, und Wolfgangsee-Karbonatplattform: siehe MISSONI & GAWLICK 2011b) getrennt sind, war in weiterer Folge Grundlage für die Stratigraphie und die Ablagerungsmodelle im höchsten Jura bzw. der untersten Kreide nach MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b).

Ab dem Bajoc unterscheiden sich die sedimentären Entwicklungen in den südlich und nördlich entstandenen Becken des Tirolikums (GAWLICK et al. 1999). Charakteristisch für diese Becken ist die hohe Subsidenz mit Sedimentstapel bis zu 2000 m (GAWLICK 1996, 1997, GAWLICK et al. 2007a) am südlichen Rand der Becken und die von Hebung, kondensierter Sedimentation und Erosion betroffenen nördlichen Ränder der Becken. Im Süden entwickeln sich Becken mit Material entweder von dem rhätischen bzw. frühjurassischen distalen hemipelagischen bis pelagischen Schelfrand (Hallstatt- und Meliata-Zone) oder von der Zlambach-Fazies bzw. von den Randbereichen des Dachstein-Riffs (MISSONI & GAWLICK 2011b) und bilden die Hallstatt-Mélange (GAWLICK & FRISCH 2003). Diese wird nach FRISCH & GAWLICK (2003) dem Hoch-Tirolikum zugeordnet.

Die nördlichen Becken, z.B. das Tauglboden-Becken, sind gekennzeichnet durch hohe Sedimentationsraten sowie hohe Subsidenz vom Oxford an bis ins untere Kimmeridge (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, GAWLICK & FRISCH 2003). Die Sedimente (mass flows bzw. slides) kamen von der südlich davon gelegenen Trattberg-Schwelle, die erodiert wurde und bildeten die Tauglboden-Mélange (vgl. Tauglboden-Formation in Abb. 3.3). Der Deckenstapel der Tauglboden-Mélange wird nach FRISCH & GAWLICK (2003) dem Tief-Tirolikum zugeordnet.

In Teilen der Tirolischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen entwickelte sich dann auf den vorderen Teilen der nach Norden propagierenden Deckenstapel die Plassen-Karbonatplattform (GAWLICK et al. 2002, 2005) als Flachwasserentwicklung. Der Plattformzyklus der Plassen-Karbonatplattform zog sich vom Kimmeridge an bis ins Unter-Berrias (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006) wo die Plattform ertrinkt. Während des Zyklus schüttete die Plassen-Karbonatplattform große Mengen an Flachwasserdetritus und Karbonatschlamm in die vorgelagerten Becken, was die Oberalm-Formation bildet. Innerhalb einer pelagisch entwickelten tiefmarinen Oberalm-Formation treten Barmsteinkalke mit Riffdetritus und allochthonen Komponenten (PLÖCHINGER 1976, STEIGER 1981, GAWLICK et al. 2005) in turbiditischen Lagen auf.

Aus den in MISSONI & GAWLICK (2011b) erläuterten Gründen wird der Ablagerungsraum der Oberalm-, der Schrambach- als auch der Roßfeld-Formation als westliche Verlängerung des Tauglboden-Beckens nördlich der Trattberg-Schwelle des Kehlsteins interpretiert und als Roßfeld-Becken bezeichnet. Nach FUCHS (1968) dauerte die Sedimentation in diesem Beckenbereich bis ins Apt. Nach GAWLICK et al. (2005) änderte sich die Sedimentation von der radiolaritischen Tauglboden-Formation zu den hemipelagischen Kalken der Oberalm-Formation (in Wechsellagerung mit den Riffschuttbrekzien der Barmsteinkalke) an der Grenze Unter-/Ober-Tithon (siehe Abb. 3.4). Im Ober-Tithon kommt es im Südosten zu einer Hebung (Metamorpher-Aufstieg, siehe Abb. 3.5), welche zur Bildung von Abschiebungen und strike-slip Tektonik führt, die in weitere Folge die Hebung und teilweise Erosion der im Südosten bestehenden Lärchberg-Karbonatplattform bedingt.

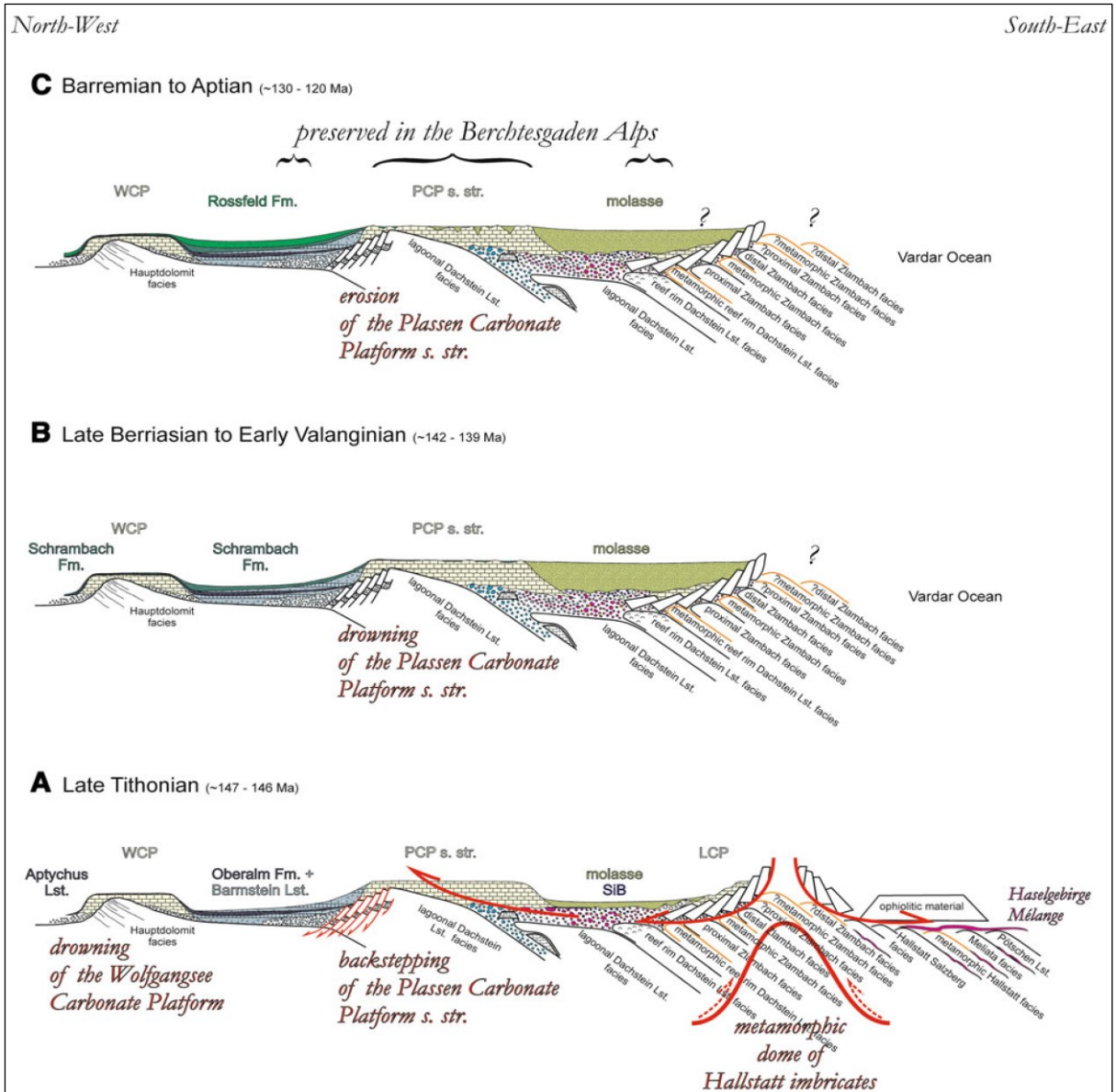


Abb. 3.5: Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung, der Beckenbildung und der sedimentären Entwicklungen in den Nördlichen Kalkalpen nach Vorstellung durch MISSONI & GAWLICK (2011b). Angegebene Alter nach GRADSTEIN et al. (2004).

Im Ober-Berrias nimmt der Eintrag von feinkörnigem Siliziklastika zu und es wird die Schrambach-Formation (Typuslokalität Schrambachgraben, nördliches Roßfeld; TOLLMANN 1985, RASSER et al. 2003) abgelagert. Grund dafür ist die weitere Hebung im Südosten und die Auffüllung des südlich der Plassen-Karbonatplattform gelegenen Sillenkopf-Beckens (MISSONI & GAWLICK 2011b). GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006) sahen die Veränderung von den hemipelagischen Kalken der Oberalm-Formation zu den siliziklastisch beeinflussten Kalksteinen und Mergeln der Schrambach-Formation in Zusammenhang mit dem Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform im Süden des Roßfeld-Beckens. Durch den „Wegfall“ dieser Barriere am Beckenrand war es möglich, genug Siliziklastika über den Plattformrand hinweg in das Becken zu schütten. Im Hangenden der Schrambach-Formation folgt der abrupte Wechsel zu den deutlich größeren Konglomeraten und Brekzien der Roßfeld-Formation. Die Komponenten der Brekzien und Konglomeraten bestehen aus Lithoklasten der Plassen-Karbonatplattform sowie des im Südosten gehobenen Orogens (siehe Abb. 3.5), welche über das bereits aufgefüllte Sillenkopf-Becken in das Roßfeld-Becken transportiert werden.

## Neueste Erkenntnisse

Neueste Untersuchungen durch KRISCHE (2012) brachten eine Fülle an Neuerkenntnissen und Details der regionalen geodynamischen Entwicklung in den zentralen Nördlichen Kalkalpen und zeigten, dass die bis dahin gültigen Vorstellungen der Geodynamik im höchsten Jura, in einem „etwas verändertem Kontext, die der Unter-Kreide hingegen in einem völlig neuem Kontext“ zu betrachten seien. KRISCHE (2012) konnte durch Untersuchungen an der Trattberg-Schwelle die von PLÖCHINGER (1953) und SCHLAGER (1956) vermutete Schichtlücke zwischen dem rhätischen Dachsteinkalk und den Unter-/Ober-Tithon Brekzien der Oberalm-Formation und der Barmsteinkalke bestätigen. Anzeichen auf ein Einsetzen einer Flachwasser-Karbonatplattform ab dem Ober-Oxford (AUER et al. 2009) oder dem Ober-Kimmeridge (SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005) sind nach KRISCHE (2012) nicht zu finden. Die Trattberg-Schwelle wird nach KRISCHE (2012) in drei Teile geteilt: einen emergierten Bereich auf der Deckenstirn, einen proximalen Bereich mit durchgehend kondensierter Fazies und einen distalen Bereich mit darüber zu liegen kommender Plassen-Karbonatplattform. Zusätzlich wird von einer weiteren Karbonatplattform (Plassen-Karbonatplattform 1, KRISCHE 2012, siehe Abb. 3.6 und 3.7; Alter: Ober-Kimmeridge bis Unter-Tithon, SCHLAGINTWEIT et al. 2003, 2005) zwischen der Trattberg-Schwelle im Nordwesten und dem Akkretionskeil im Südosten auf Hochzonen innerhalb der radiolaritischen Becken ausgegangen, die sich zeitgleich mit der Plassen-Karbonatplattform entwickelt, da die heute noch erhaltene Ober-Jura Karbonatplattformen über den Mélanges der Becken liegen. Ab dem Unter-Tithon erfolgte eine erneute, bis ins Ober-Tithon dauernde tektonische Phase, die sowohl die gesamten tirolische Teil der Nördlichen Kalkalpen als auch das durch Akkretionierung und Ophiolithobduktion gebildete mittel- bis oberjurassische Orogen betraf.

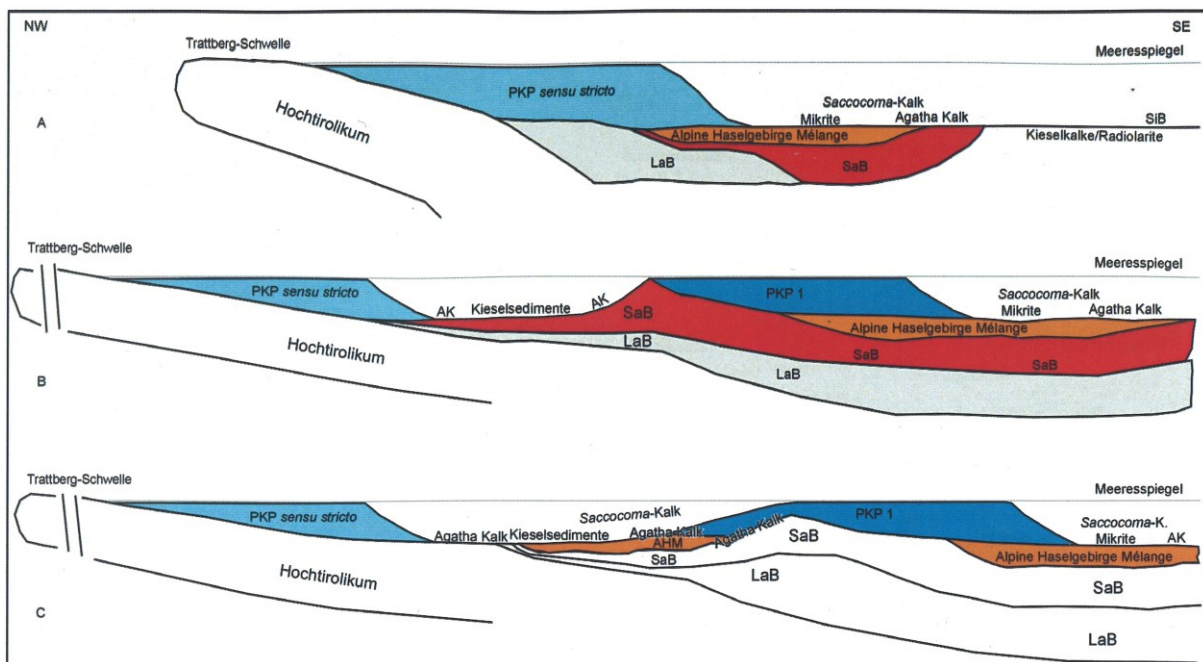


Abb. 3.6: Paläogeographische Rekonstruktion des zentralen Hochtirolikums im Unter-Tithon. A: basierend auf MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b). B, C: Interpretation der Paläogeographie nach KRISCHE (2012) basierend auf den Rekonstruktionen von MISSONI & GAWLICK (2011a, 2011b). AHM: Alpine Haselgebirge Mélange, AK: Agatha Kalk, LaB: Lammer Becken, SaB: Sandlingalm Becken, SiB: Sillenkopf Becken, PKP 1: Plassen Karbonatplattform 1.

Das Ende der aktiven Überschiebung im ophiolithischen Deckenstapel führt zum Ende der Gleichgewichtssituation zwischen Plattformwachstum und Subsidenz. Durch die verdickte Kruste im Bereich des Akkretionskeils kommt es zu Hebungen (isostatischer Ausgleich).



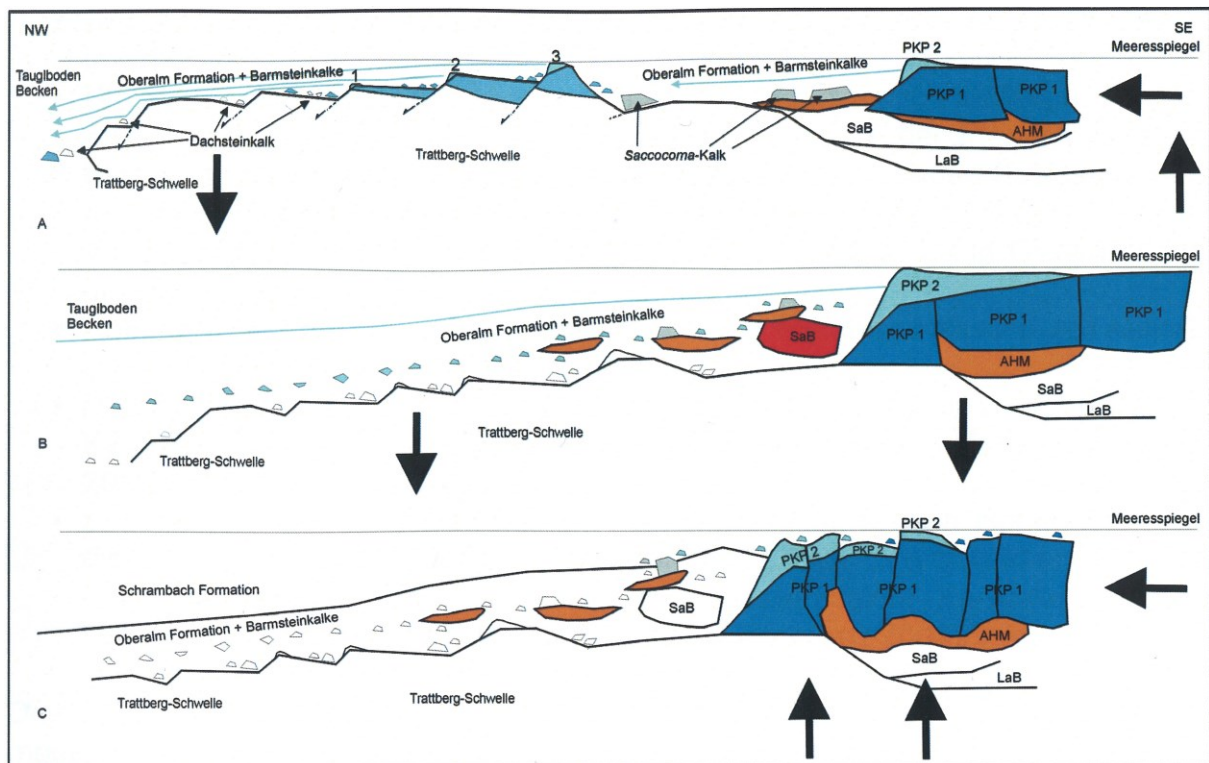


Abb. 3.7: Paläogeographische Rekonstruktion des Tirolikums im Unter-Tithon (D), Ober-Tithon (E) und Valangin (F) nach KRISCHE (2012). AHM: Alpine Haselgebirge Mélange, AK: Agatha Kalk, LaB: Lammer Becken, SaB: Sandlingalm Becken, SiB: Sillenkopf Becken, PKP 1: Plassen Karbonatplattform 1, PKP 2: Plassen-Karbonatplattform 2 mit 1,2,3 als Teile derselben über der Plassen-Karbonatplattform PKP. Die Pfeile zeigen die relativen Bewegungsrichtungen an.

Diese Hebung bedingt im Bereich der Trattberg-Schwelle ab dem Unter-Tithon ein Absinken, das Verkippen der Unterplatte führt zur Ausbildung von Abschiebungen an der proximalen Trattberg-Schwelle (siehe Abb. 3.3 B und 3.7 A; KRISCHE 2012). Zusätzlich zur Trattberg-Schwelle zerbrachen die Plassen-Karbonatplattform und Teile der Plassen-Karbonatplattform 1. Über der Plassen-Karbonatplattform 1 erfolgte dann die Ausbildung eines neuen Plattformrandes und die Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform 2 (KRISCHE 2012). Über der gemeinsam mit der Trattberg-Schwelle absinkenden Plassen-Karbonatplattform entwickeln sich zeitgleich ebenfalls kleinräumige Plattformen als Teil Eins, Zwei und Drei der Plassen-Karbonatplattform 2 (siehe Abb. 3.7 A). Die zerbrochene Trattberg-Schwelle erlaubte eine Resedimentation der neu gebildeten und zerbrochenen Plattformen bis ins Tauglboden-Becken (siehe Abb. 3.7 B; KRISCHE, 2012). Dieser Umschwung in der Sedimentation wird im Tauglboden-Becken durch die Änderung von kieseliger Sedimentation zu hemipelgischen Karbonaten, die in die Oberalm-Formation überleiten dokumentiert. Auftretende Flachwasser-Bioklasten zeigen das Auftreten neuer Plattformen (z.B. Plassen-Karbonatplattform 2, KRISCHE 2012; vgl. GAWLICK et al. 2005, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009) an. In den Barmsteinkalken treten neben Bioklasten älterer Faziesbereiche (z.B. Lagune) ebenfalls Bioklasten dieser neuen Plattformen des Unter-Tithons (GAWLICK et al. 2005, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007, GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2009, KRISCHE 2012) auf. Nach KRISCHE (2012) sind die großen Mächtigkeitsunterschiede der Oberalm- und Barmstein-Formationen (z.B. 100 m im Tauglboden-Becken und 10 m in der Weitenau) auf topographische Einflüsse in der Sedimentation zurückzuführen. Nach KRISCHE (2012) führt die weiter fortschreitende Hebung des Akkretionskeils zu einer weiteren Verkipfung des Hoch-Tirolikums. Die bis dahin unter der Plassen-Karbonatplattform 1 gelegenen Mélange werden remobilisiert und gleiten hangabwärts (siehe Abb. 3.7 B; KRISCHE 2012).

Es kommt zum periodischen Ausquetschen der Alpinen Haselgebirgsmélange und zur Resedimentation dieser in Form von Tonflatschenbrekzien innerhalb der Oberalm-Formation. In distalen Bereichen der Karbonatplattformen erfolgte der Übergang zur Oberalm-Formation ab der Jura/Kreide-Grenze (KRISCHE 2012). In den proximalen Bereichen hielt die Resedimentation von Flachwassermaterial bis ins Mittel-Berrias an (KRISCHE 2012).

KRISCHE (2012) findet Übereinstimmungen mit seinen Ergebnissen für das zentrale Hochtirolikum im gesamten Orogen und dessen Vorland (z.B. Hebung der Lärchberg-Karbonatplattform und der Kurbnesh-Plattform; Erosion und Resedimentation der Kurbnesh-Plattform in neue Becken (GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012, KOSTAKI et al. 2013), Ertrinken der Wolfgangsee Karbonat-Plattform durch Absinken der Brunnwinkl-Schwelle (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010)).

Die weitere Sedimentation ab dem Unter-Berrias sieht KRISCHE (2012) im Gegensatz zu der tektonisch beeinflussten Sedimentation im Unter-/Ober-Tithon als Folge von Meeresspiegelschwankungen. Generell erfolgte nach SCHLAGINTWEIT et al. (2003, 2005) im Unter-Berrias eine Abtiefung, die bereits im Ober-Tithon, wenn auch stark tektonisch überprägt, mit einem Verfeinerungstrend aufgrund Transgression und Subsidenz innerhalb der Oberalm-Formation beginnt und der bis ins Mittel-Berrias anhält. Erhöhter Eintrag von Siliziklastika leitet den Umschwung von karbonatisch dominierter zu siliziklastisch dominierter Sedimentation ein. Der Verfeinerungstrend zeigt somit keine weitere Vertiefung, sondern erhöhten siliziklastischen Eintrag aus dem Hinterland bei sinkendem Meeresspiegel an (KRISCHE 2012) und führt zum Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform aufgrund des erhöhten Anteils an Siliziklastika ab dem Ober-Berrias (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2006). Dokumentiert wird dieses Ertrinken durch die Ablagerung der Gutratberg-Subformation, welche das Ende der karbonatdominierten Oberalm-Formation kennzeichnet, und die Ablagerung der mergeligen Schrambach-Formation einleitet (KRISCHE 2012). In Folge einer weiteren Vertiefung wurde das Becken mit feinkörnigen Siliziklastika der Schrambach-Formation bis ins höchste Ober-Berrias verfüllt. Kalkturbidite zeigen den Einfluss einer neuen Karbonatrampe im Ober-Berrias bis Valangin (vergleichbar mit der Munella-Plattform: PEZA & MARKU 2002, GAWLICK et al. 2008, SCHLAGINTWEIT et al. 2006, 2008, 2012).

KRISCHE (2012) sowie KRISCHE et al. (2014) erklären auch die Ablagerung der Roßfeld-Formation, die bisher in der Literatur als synorogene unterkretazische Ablagerung vor herannahenden Deckenstapel interpretiert wurde, mithilfe von Meeresspiegelschwankungen. KRISCHE et al. (2014) untersuchte die Komponenten der unteren Roßfeld-Formation mikrofaziell und biostratigraphisch. Die Komponenten können demnach in 6 unterschiedliche Gruppen eingeteilt werden: Trias-Karbonate der Werfen- bis unteren Gutenstein-Formation, Karbonate der Oberalm-Formation und Barmstein-Kalke (Ober-Jura – tiefste Unter-Kreide), der Ablagerung zeitgleiche Karbonate (?Valangin-?Hauterive), kieselige Komponenten (Radiolarite, Ophikalzite, kieselige Tiefwassertone), Vulkanite und ophiolithische Gesteine sowie Siliziklastika (Sand- und Siltsteine). KRISCHE et al. (2014) konnte durch die Analysen zeigen, dass es sich nicht um von unterkretazischer Deckentektonik abgelagerte Resedimente handelt. Die polymikten Grobklastika der basalen Roßfeld-Formation bestehen nach KRISCHE (2012) und KRISCHE et al. (2014) aus ferntransportierten Gesteinen eines komplexen ophiolithischen Deckenstapels: Während des Mittel-Juras wurde ozeanische Kruste der Neotethys an den passive Rand der Neotethys obduziert, gleichzeitig erodiert und in unterschiedlichen Becken vor dem Deckenstapel abgelagert. Diese Beckenfüllungen wurden dann erneut als Mélange in den sich weiterentwickelnden ophiolithischen Deckenstapel eingebaut. In der Unter-Kreide kam es dann zur Erosion dieses Deckenstapels und die Komponenten, wie sie heute in der Roßfeld-Formation auftauchen, wurden fluviatil in den Ablagerungsraum des Roßfeld-Beckens transportiert. Die Grobklastika wurden demnach nach einem Meeresspiegeltiefstand in einem erneut transgressiven

Milieu in mäandrierenden und verzweigten Rinnensystemen (Channelsedimentation) abgelagert. Der generelle Verfeinerungstrend mit mächtigen Mergellagen und gemischt siliziklastischen und kieseligen Gesteinen über den basalen Grobklastika innerhalb des Ober-Valangins bis Unter-Hauterive ist nach KRISCHE (2012) ebenfalls mit dem Meeresspiegelanstieg erklärbar. Ab dem höheren Unter-Hauterive kommt es wieder zur Ablagerung von gröberen, feinsandigen, turbiditischen Packstones die KRISCHE (2012) einer erneuten regressiven Phase zuordnet. Die innerhalb der Roßfeld-Formation teilweise auftretenden Wechsellagerungen von Grobklastika mit Sandsteinen und siltigen Mergel sind nach KRISCHE (2012) Folge von kurzzyklischen Transgression-Regressionszyklen innerhalb eines flachen Schelfbereichs. KRISCHE (2012) sieht das Ende des generellen Sedimentation im zentralen Tirolikum im Ober-Barreme bis Unter-Apt.

#### 4 Methodik

Die Geländearbeit im Steinbruch Gutratberg, dem Roßfeld und in der Weitenau wurde im Juli und August 2012 sowie im August und September 2013 durchgeführt. Sie bestand aus einer lithologischen Ansprache der Gesteine, der Vermessung der wahren Mächtigkeit der Profile und einer Probennahme. Aus diesen Daten wurden lithologische Profile erstellt. Außerdem wurden die Gebiete nach Möglichkeit auch flächig geologisch kartiert (Roßfeld, östliche Weitenau). Im gesamten Untersuchungsgebiet (Steinbruch Gutratberg, Roßfeld und Weitenau) wurden 307 Proben genommen. Alle Proben wurden im chemischen Labor der Firma Leube GmbH aufbereitet und geochemisch (RFA) analysiert. An den pulverförmigen Restproben aus der chemischen Analyse wurden an der Montanuniversität Leoben am Lehrstuhl für Erdölgeologie Gesamtgesteins- $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  und  $-\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  Isotopenanalysen durchgeführt. Außerdem wurden von zehn Proben aus dem Steinbruch Gutratberg RDA-Analysen ausgeführt. Die gesammelten Daten wurden mit den, durch biostratigraphische Ergebnisse aus KRISCHE (2012) erweiterten, lithologischen Profilen korreliert und so Säulenprofile mit  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverläufen und Kalzitgehalt-Kurven erstellt.

Im Steinbruch Gutratberg wurde ein Lithologie-Standardprofil mit einer wahren Standard-Mächtigkeit von 330 m erstellt und insgesamt 112 Proben (inkl. Südlicher Steinbruch und alter Steinbruch) genommen. Alle Proben wurden geochemisch analysiert und eine  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie durchgeführt (Daten siehe Anhang: Tabelle 1). Entlang des Profils wurden zusätzlich RDA-Analysen an zehn ausgewählten Proben zur Bestimmung der Tonmineralogie durchgeführt (Ergebnisse siehe Anhang)



Abb. 4.1: Scheibenschwungmühle RETSCH RS-1 (links) mit Aufnahmebehälter und Mahlgewichte (oben).

Das Roßfeld wurde in ausgewählten Gebieten flächig kartiert und es wurden insgesamt 43 Proben genommen. Außerdem wurden zwei lithologische Profile (Profil A17, A30) aufgenommen und an 26 Aufschlüssen die Strukturdaten aufgenommen. Alle Proben wurden geochemisch analysiert und an allen eine  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie durchgeführt (Daten siehe Anhang: Tabelle 2).



In der westlichen Weitenau wurden insgesamt 44 Proben genommen sowie ein Profil (Profil PW-6) lithologisch aufgenommen. In der zentralen Weitenau wurden insgesamt 31 und in der östlichen Weitenau 75 Proben genommen. Hier wurden außerdem zwei Profile (Profil PW-3, PW-4) aufgenommen und das Gebiet flächig kartiert. Alle Proben der westlichen und zentralen Weitenau wurden geochemisch sowie durch  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie analysiert. In der östlichen Weitenau wurden alle Proben chemisch analysiert und an 32 von 77 Proben eine  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie durchgeführt (Daten siehe Anhang: Tabelle 3 - Östliche Weitenau; Tabelle 4 - Zentrale Weitenau; Tabelle 5 – Westliche Weitenau).

Die Zerkleinerung der etwa 1-2 kg schweren Proben erfolgte mithilfe eines Backenbrechers. Anschließend wurden die Probenmenge mithilfe eines Probenteilers auf etwa 300-500 g reduziert und in einem Trockenschrank für 48 h bei 50°C getrocknet. Die getrockneten Proben wurden dann nochmals mithilfe eines Probenteilers auf etwa 100 g reduziert und mit einer Scheibenschwungmühle (Hersteller: Retsch Modell: RS-1; siehe Abb. 4.1) für drei Sekunden probefein gemahlen. Das Probenpulver wurde dann mithilfe einer vollautomatischen Mühle mit integrierter Pressvorrichtung (FL Schmidth - QCX Centaurus Combined Mill & Press; siehe Abb. 4.2) zur Analysetablette gepresst und dann durch eine RFA-Analyse (PANalytical – Axiosmax Cement; siehe Abb. 4.2) chemisch analysiert.

Mit einem Teil des Probenpulvers wurden Messungen der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie an der Montanuniversität Leoben am Lehrstuhl für Erdölgeologie durchgeführt. Dazu wurden in Abhängigkeit des Kalzitgehalts der Proben unterschiedliche Probenmengen eingewogen, gemörsert und die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen gemessen. Die erforderliche Probenmenge errechnet sich aus folgender Formel:

$$\text{Probenmenge [g]} = \left( \frac{100 - \text{Kalzitgehalt in \%}}{100} \right) \times 0,0002$$

Die Ergebnisse der Messung wurden mit den Probennahmepunkten in den Profilen korreliert.

Zur Auswertung der Daten wurden die Profile mit einer von KRISCHE (2012) bereits bestehenden hochauflösenden Biostratigraphie, den chemischen Daten der RFA Analyse und den Isotopiedaten korreliert. Der Vergleich der Einzelprofile des Roßfelds und der Weitenau mit dem Standardprofil des Steinbruch Gutratberg sollte es möglich machen, die Einzelprofile zu korrelieren.

Abb. 4.2: Analysegeräte im chemischen Labor der Firma Leube Baustoffe GmbH. oben: Kombinierte Mahl und Press Ein-richtung QCX CENTAURUS COMBINED MILL&PRESS der Firma FL SCHMIDTH. unten: RFA der Firma PANALYTICAL, Modell: Axios<sup>max</sup> Cement.



## 5 Resultate

### 5.1 Gutratberg

Der Steinbruch am Gutratberg befindet sich in Gartenau/St. Leonhard etwa 10 km südlich von Salzburg direkt neben dem Produktionsstandort der Firma Leube GmbH (siehe Abb. 2.1). Der Gutratberg ist morphologisch Teil eines Mittelgebirgsrückens zwischen der Salzach im Osten und der Berchtesgadener Ache im Westen, der die morphologische Verlängerung des Roßfelds nach Norden über Bad Dürrenberg bis an den Rand des Untersberg darstellt. Der seit 1852 geführte ober- und untertägige Abbau von Kalkstein und Mergel führte zum Aufschluss einer der wichtigsten Abfolgen von hemipelagischen Beckensedimenten des Ober-Jura und der Unter-Kreide in den Nördlichen Kalkalpen. Die Aufnahme und Beprobung des Profils fand im Juli 2012 statt. Eine Nachbeprobung und Verdichtung des Probenrasters wurde im August 2013 durchgeführt. Aufgrund der ständigen Abbautätigkeit sind teilweise wichtige Profilaufschlüsse bereits wieder verschwunden. Die folgenden Abbildungen beziehen sich daher auf die Abbausituation vom Juli 2012 bzw. August 2013.

#### 5.1.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung

Geologisch ist der Steinbruch Gutratberg Teil des Tief-Tirolikums nach FRISCH & GAWLICK (2003) und befindet sich auf dem nördlichen, durch oberkretazische und miozäne Störungssysteme (z.B. Hellbrunn-Störung: FRISCH & GAWLICK 2003, PUEYO et al. 2007, siehe Abb. 3.3 D) begrenzten Kaltenhausen-Block (MISSONI 2003). Nach GAWLICK (2000), GAWLICK et al. (1999, 2005, 2007) sowie MISSONI & GAWLICK (2011a, b) wird die Oberalm-, Schrambach-, und Roßfeld-Formation innerhalb der westlichen Verlängerung des Tauglboden-Beckens (Roßfeld-Becken, MISSONI & GAWLICK 2011B) in einem Sedimentzyklus der im Oxford mit klastischen Sedimenten und Brekzien der Tauglboden-Formation einsetzt, abgelagert. Ab dem Ober-Tithon wird mit dem Wachstum neuer Plattformen und Schüttungen vom Plattformrand in das Becken die Ablagerung der Oberalm-Formation mit den Barmstein-Brekzienlagen eingeleitet und dauert bis ins untere Ober-Berrias (GAWLICK et al. 2009). Die nachfolgende Ablagerung der Schrambach- und Roßfeld-Formation war hingegen durch steigenden siliziklastischen Einfluss charakterisiert. Im Ober-Berrias bis Ober-Valangin kommt es zur Ablagerung der Schrambach-Formation. Die Roßfeld-Formation wird im Zeitraum Ober-Valangin bis Ober-Barreme (GAWLICK et al. 2009; MISSONI & GAWLICK 2011a, b; siehe Abb. 3.3 C) abgelagert.

Das Profil im Steinbruch Gutratberg wurde in den letzten mehr als 100 Jahren mehrfach, sowohl biostratigraphisch als auch lithologisch, untersucht. Erste geologische Untersuchungen wurden von FUGGER (1907) durchgeführt, der Ammoniten in Schrambach- und Roßfeld-Schichten nachwies. Weitere Untersuchungen und Ammonitenfunde gehen auf WEBER (1942) und PLÖCHINGER (1955), der Ammoniten in den mergeligen Serien des Steinbruchs nachwies, zurück. Wichtige lithologische als auch biostratigraphische Arbeiten wurden von PLÖCHINGER (1961) und der Kartierung durch PICHLER (1963) durchgeführt. PLÖCHINGER (1961) kartierte erstmals ein Profil aus dem Untertagebergbau des Gutratbergs mit Oberalm-, Schrambach-, und Roßfeld-Schichten. Weitere Arbeiten von PLÖCHINGER (1974, 1976) geben für die Oberalm-Formation eine Mächtigkeit von 60 m, für die Schrambach-Formation 130 m und für die Roßfeld-Formation mehrere Zehnermeter an. In den Arbeiten von PLÖCHINGER (1974, 1976 & 1977) wurde auch mithilfe von Calpionellen eine Biostratigraphie erstellt. Schwermineraluntersuchungen in den Roßfeldschichten wurden dann erstmals von WOLETZ (1963) durchgeführt. Neuere Untersuchungen des Leube Steinbruchs in den 1990er Jahren gehen auf WEIDICH (1990), BODROGI et al. (1996), REHÁKOVÁ et al. (1996) und vor allem von BOOROVÁ et al. (1999)

zurück. Eine neuere Arbeit mit einer Zusammenfassung über Schichtfolge, Biostratigraphie und Ablagerungsbedingungen stammt von DORNER et al. (2009). GAWLICK et al. (2005) führte Untersuchungen an Barmsteinkalken und der Oberalm-Formation im „alten Steinbruch“, der südlich des jetzigen Steinbruchs liegt und bereits renaturiert wurde, durch. Weitere moderne Untersuchungen gehen auf SCHLAGINTWEIT et al. (2012), der über das Auftreten von Orbitolinen in der Roßfeld-Formation schreibt, und auf BUJTOR et al. (2013), der eine Ober-Berrias Biostratigraphie anhand von Ammoniten erstellte, zurück. Die letzten umfassenden sowohl lithologischen (Profilaufnahme und Kartierung) als auch biostratigraphischen Untersuchungen und mikrofaziellen als auch geodynamischen Interpretationen (strukturelle Entwicklung) des Steinbruchs Gutratberg gehen auf KRISCHE (2012) sowie KRISCHE et al. (2013a, 2014) zurück.

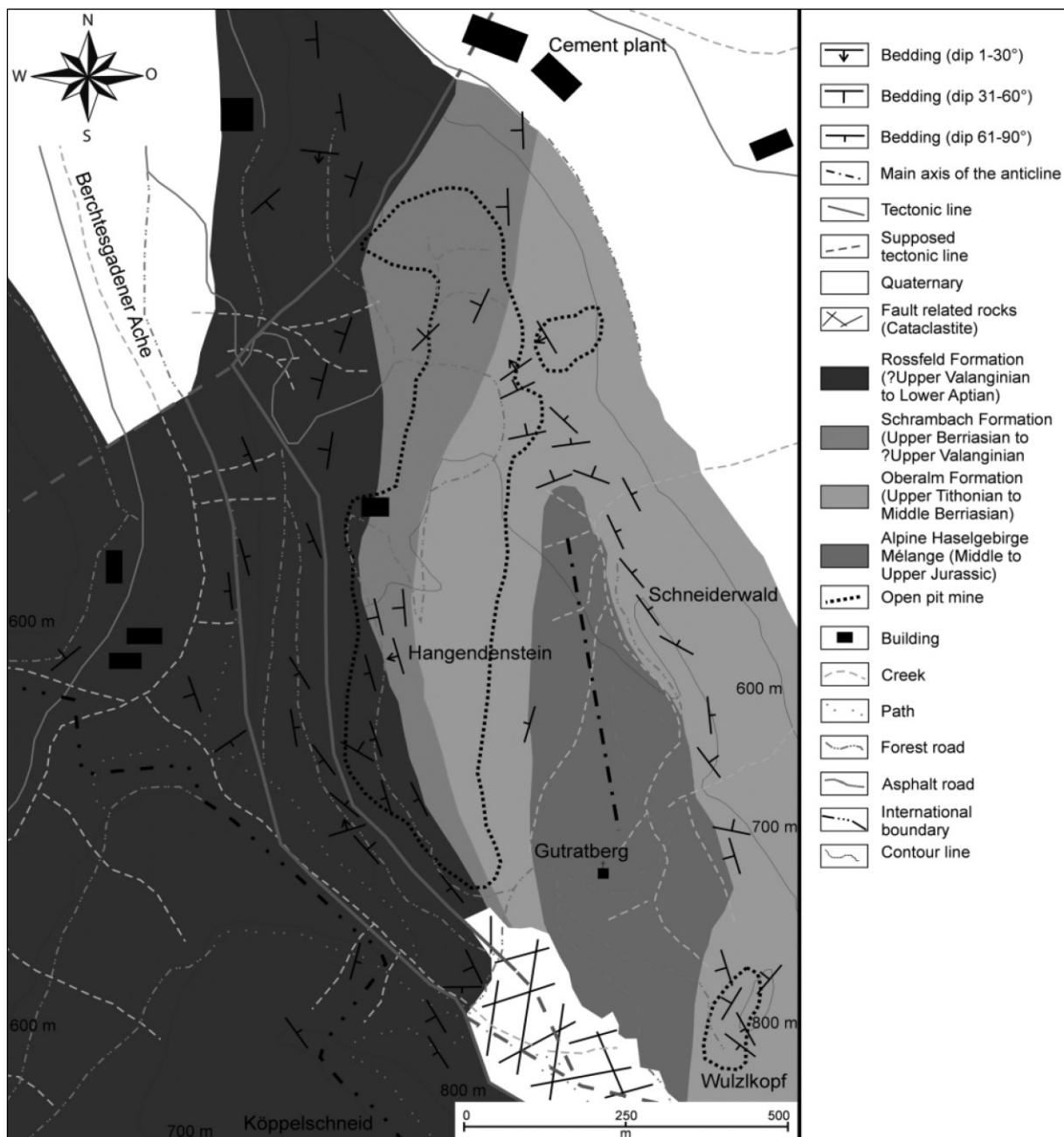


Abb. 5.1: Geologische Karte des Steinbruchs und der näheren Umgebung nach KRISCHE et al. (2013a).

Bereits PLÖCHINGER (1974) erkannte die Faltenstrukturen des Steinbruchs aufgrund der im Untergrund aufgeschlossenen Alpenen Haselgebirge (PLÖCHINGER 1974, 1977) und dem Schichteinfallen der

Oberalm-Formation im Osten des Steinbruches. Demnach handelt es sich um eine N-NNW einfallende Antiklinalstruktur (Schneiderwaldantiklinale, PLÖCHINGER 1974). Im Osten des Steinbruches fallen die Schichten der Oberalm-Formation Richtung Osten ein. Im nördlichen Steinbruch dreht die Einfallrichtung dann in Richtung Norden und später in Richtung NW (siehe Abb. 5.2). Die im westlichen Steinbruch gelegenen Roßfeld- und Schrambach-Formation fällt in Richtung Westen ein. Die Rotation der Einfallrichtung kann gut mit der Faltenstruktur erklärt werden, wobei die östliche Oberalm-Formation Teil des östlichen Faltschenkels und die Roßfeld- und die im Westen gelegene obere Schrambach-Formation Teil des westlichen Faltschenkels ist (siehe Abb. 5.2). Im südwestlichen Teil des Steinbruchs fällt die Roßfeld-Formation steil nach SW ein und zeigt erhöhte Deformation. KRISCHE et al. (2013a) fanden keine Anzeichen auf größere den Steinbruch durchschneidende Störungszonen.

### 5.1.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen

Im Steinbruch Gutratberg wurde ein Profil mit einer Mächtigkeit von 330 m lithologisch aufgenommen und beprobt. Das Profil wurde mit einer durch KRISCHE (2012) und KRISCHE et al.



(2013a) durchgeführten hochauflösenden, auf Ammoniten und Calpionellen basierenden Biostratigraphie korreliert. Die Proben wurden geochemisch analysiert und der Verlauf des Kalzitgehaltes und der Gehalt der Siliziklastika anhand von Kurven dargestellt. Die durchgeführten Sauerstoff-Kohlenstoff-Isotopenanalysen sind Gesamtgesteinsanalysen und wurden ebenfalls als Kurven entlang des Profils dargestellt. Für die Daten der chemischen Analyse siehe Tabelle 1 (Anhang). Das Profil beginnt im östlichen Teil des Steinbruches (siehe Abb. 3: 0 m) innerhalb der Oberalm-Formation im Schneiderwald und geht entlang des aufgeschlossenen Profils ins Hangende nach Norden, wobei es im nordwestlichen Ende des Tagebau in den Schrambachschichten bei Profilmeter 260 endet. Eine Fortführung des Profils findet sich im westlichen Bereich des Tagebaus, wo der Übergang zu den Roßfeld-Formation aufgeschlossen und beprobt wurde.

Das Profil beginnt innerhalb der Oberalm-Formation mit mehreren, dickbankigen (0,5 m) Schichten von Packstones mit feinkörnigem Flachwasserdetritus (Barmsteinkalke) und einer Mächtigkeit von insgesamt 5 m. Darüber folgt gebankter feinkörniger Wackestone mit einer Mächtigkeit von 7 m (siehe Abb. 5.3).

Abb. 5.2: Orthofoto des Steinbruchs Gutratberg/LEUBE. Eingezeichnet sind die untersuchten Profillinien. Absolute Mächtigkeiten des Profils sind angeführt und können mit den Mächtigkeiten der Profile in Abb. 5.3, 5.4, 5.6 & 6.2 verglichen werden. Quelle: Geodaten Land Salzburg, SAGIS, <http://www.salzburg.at/gisonline>

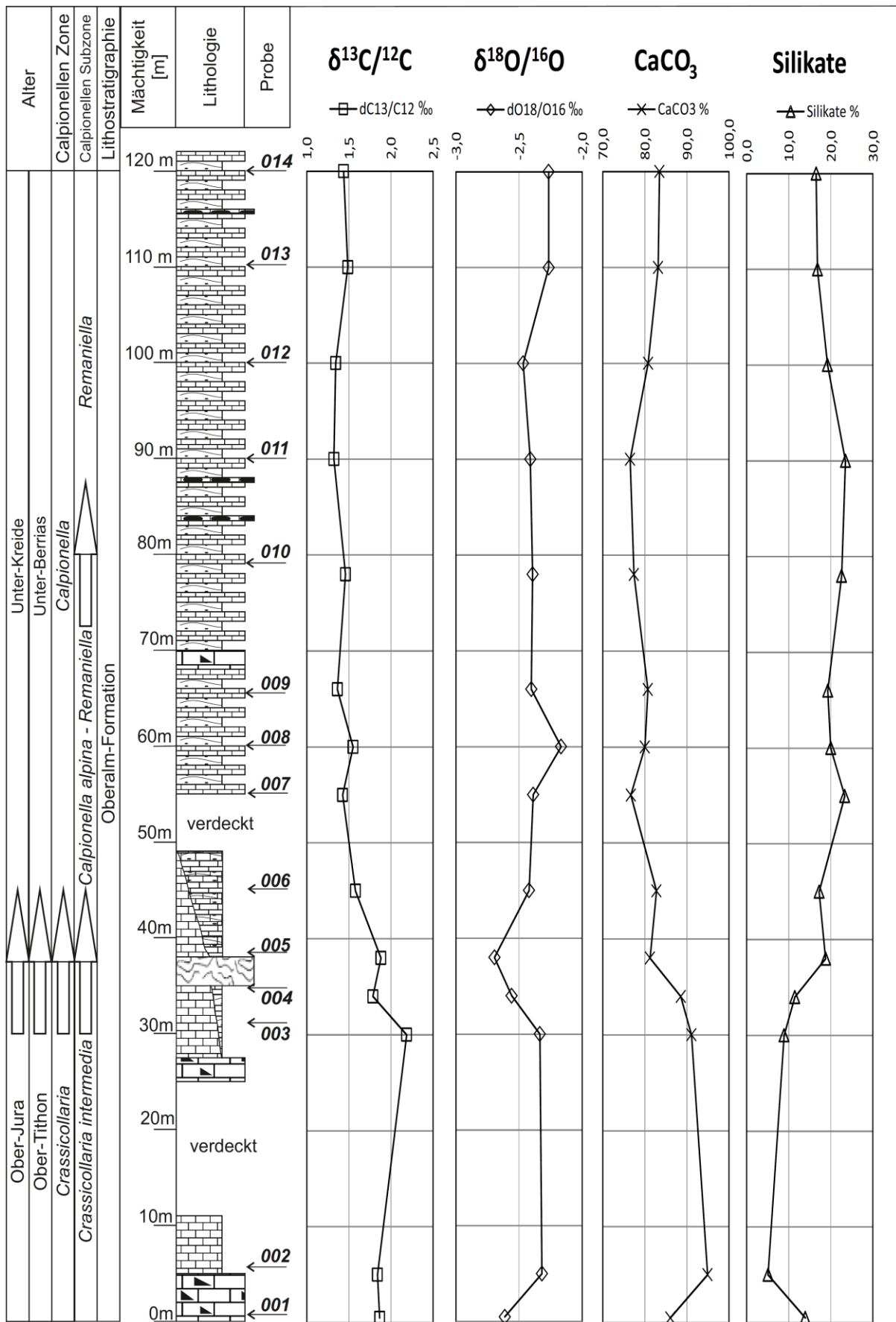


Abb. 5.3: Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten der Oberalm-Formation mit Barmsteinkalken. Biostratigraphische Datierungen (*Calpionellen* und *Ammoniten*) nach KRISCHE (2012). Legende siehe Abb. 5.6. Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 1.



Nach KRISCHE et al. (2013a) bestehen diese Wackestones der Oberalm-Formation mikrofaziell aus Radiolarien, Filamenten und Calpionellen. Teilweise sind die Bänke durch dünne tonig-mergelige Trennfugen getrennt. Nach einem mit Hangschutt verdeckten Teil des Profils setzen erneut feinkörnige, turbiditische Packstones mit Flachwasserdetritus ein, die von grau-grünen hemipelagischen Mikriten überlagert werden. Diese Wackestones beinhalten nach KRISCHE (2012) Radiolarien, Schwammnadeln, Mikritklasten und Sparitbruch. Immer wieder sind schichtparallele Hornsteinlagen mit 10 cm eingeschaltet. Die Häufigkeit der Wackestone-Brekzienlagen mit ihrem Flachwasserdetritus nimmt ins Hangende deutlich ab. Über den Wackestones folgt eine etwa 2 m mächtige, komponentengestützte Brekzienbank die aus Karbonat- und Tonlithoklasten besteht. PLÖCHINGER (1974) beschrieb diese Einschaltungen als erster und bezeichnete sie als Tonflatschenbrekzie. Neben den auftretenden grünlich grauen Tönen können die Kalksteinlithoklasten nach KRISCHE (2012) in zwei Typen unterteilt werden. Zum einen in hemipelagische Wackestones mit Radiolarien, Schwammnadeln, Schalenresten, Calpionellen und Mikritklasten sowie Sparitbruch. Zum anderen in verschiedene Faziestypen des proximalen und distalen Hangbereichs. Darüber folgen wieder dickbankige feinkörnige, hemipelagische Wackestones der Oberalm-Formation. Der im Profil zwischen 25 und 50 m angedeutete Übergang von gebanktem Kalkstein zu einer Wechsellagerung von gebanktem Kalkstein und mergeligem Kalkstein (siehe Abb. 5.3) stellt die langsame Zunahme des Tonanteils in der Schichtfolge dar. Teilweise können Anzeichen für syndementäre Rutschungen beobachtet werden. Diese insgesamt 30 m mächtige Schichtfolge verläuft relativ monoton und zeigt die vorhin genannten Eigenschaften inklusive der, für die Oberalm-Formation typischen, Hornsteinlagen. Bei Profilmeter 70 folgt die vorerst letzte Barmsteinkalkbank mit einer Mächtigkeit von etwa 2 m (siehe Abb. 5.3).

Die Analysen der geochemischen Kurven sowie der Isotopenkurven zeigen in dem ersten Abschnitt des Profils bereits Trends. Nach den biostratigraphischen Ergebnissen von KRISCHE (2012) sowie KRISCHE et al. (2013a) liegt der Übergang vom Ober-Tithon ins Unter-Berrias ungefähr im Bereich der Tonflatschenbrekzie bei Profilmeter 35-37. Die Ergebnisse der chemischen Analyse zeigen ab diesem Punkt ebenfalls signifikante Veränderungen. Der anfangs recht hohe Kalzitgehalt von 86 % bzw. über 90 % fällt ab Profilmeter 33 zuerst auf unter 90 % bevor er bei Profilmeter 37 auf knapp über 80 % fällt. Gegengleich verhält sich der Anteil der Silikate der hier knapp 20 % erreicht. Im Unter-Berrias bleibt der Kalzitgehalt relativ konstant bei ca. 80 %, was auch den subjektiven lithofaziellen Eindruck einer äußerst homogen verlaufenden Serie von Oberalm-Kalken bestätigt. Insgesamt kann ein signifikanter Abfall des Kalzitgehaltes um 10 % an der Jura/Kreide-Grenze festgestellt werden, der in weiterer Folge nicht mehr ansteigt. Einen ähnlichen Verlauf zeigen die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurven. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve steigt anfangs auf über 2,0 ‰ bevor sie zwischen Profilmeter 30 und 38 zuerst auf 1,8 ‰ und in weiterer Folge auf 1,5 ‰ und darunter fällt. Auch dieser Abfall korreliert mit der Jura/Kreide-Grenze. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt ein ähnliches Bild. Anfangs steigt die Kurve auf -2,3 ‰ um dann ab Profilmeter 30 kurzzeitig auf -2,7 ‰ (Profilmeter 35) zu fallen. Anders als die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve erholt sich die Sauerstoffkurve danach wieder und kehrt auf einen Wert um -2,4 ‰ zurück. Der Abfall der Sauerstoffkurve korreliert ebenfalls mit der Jura/Kreide-Grenze (siehe Abb. 5.3).

Lithologisch folgt über der letzten Barmsteinkalkbank bei Profilmeter 70 eine äußerst homogene Abfolge aus grünlich-braunen mergeligen Wackestones mit Radiolarien und selten auch Calpionellen (KRISCHE 2012). Diese mergeligen Kalksteine der Oberalm-Formation sind 10 - 25 cm gebankt. Der weitere Verlauf der geochemischen Kurven und der Isotopenkurven ist relativ gleichmäßig bis zu Profilmeter 120. Der Kalzitgehalt bewegt sich um 80 %. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve bewegt sich

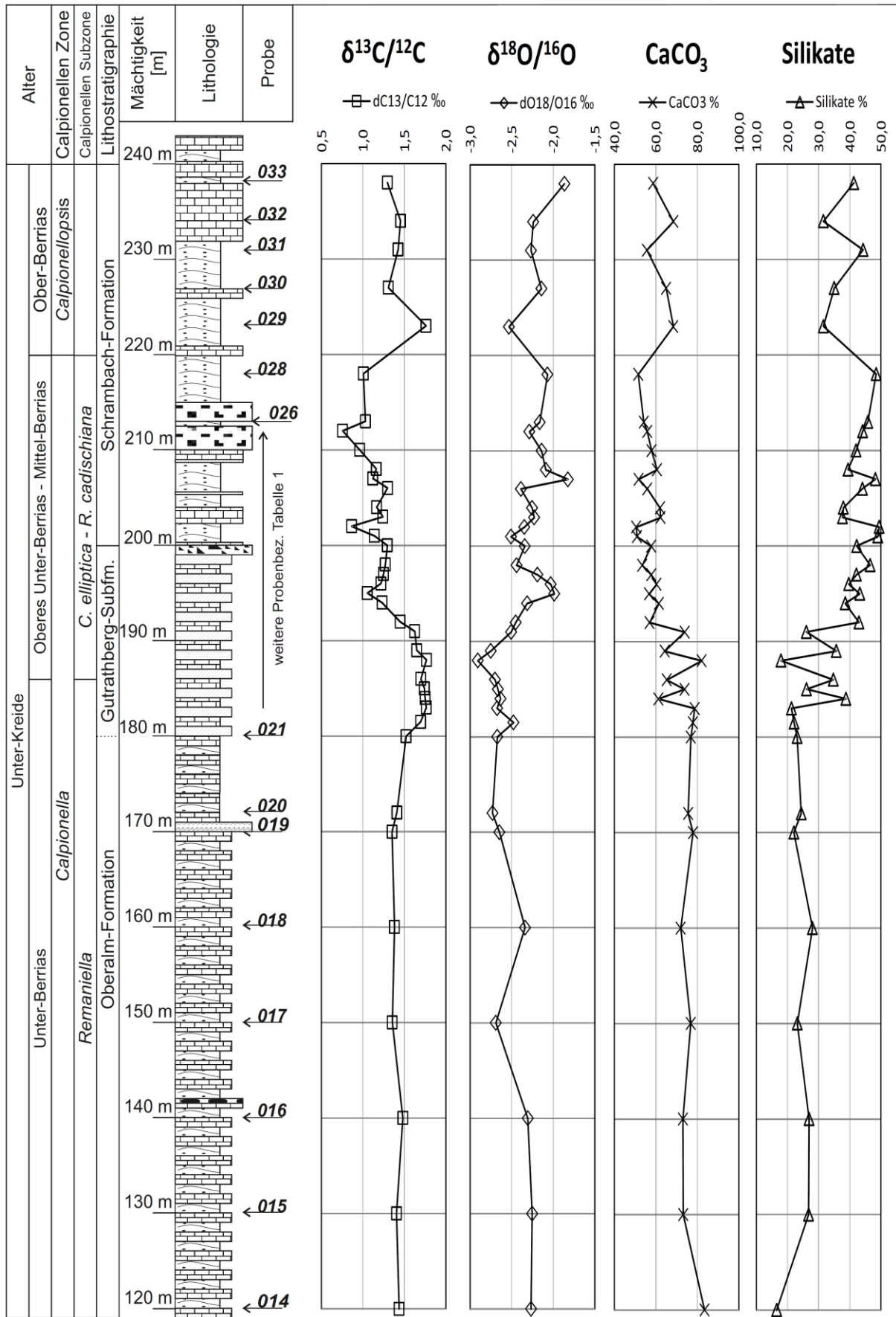


Abb. 5.4: Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten Oberalm-Formation mit den Gutratberg-Schichten. Biostratigraphische Datierungen (*Calpionellen* und *Ammoniten*) nach KRISCHE (2012). Legende siehe Abb. 5.6 unten. Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 1.

konstant zwischen 1,3 ‰ und 1,5 ‰ und die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurve bleibt bis Profilmeter 100 bei -2,4 ‰ um dann leicht auf -2,3 ‰ zu steigen (siehe Abb. 5.3).

Lithologisch ändert sich ab Profilmeter 120 bis 170 nur wenig, wie in Abbildung 5.4 ersichtlich ist. Nach KRISCHE (2012) sind auch mikrofaziell keine wesentlichen Änderungen festzustellen. Es handelt sich um radiolarienreiche Packstones, die in mergelige Wackestones eingelagert sind und entsprechend wechsellagern (siehe Abb. 5.4: Wechsellagerung von Kalkstein = Packstones mit mergeligen Kalkstein = Wackestones). Immer wieder treten schichtparallele Hornsteinlagen auf. Außerdem tritt bei Profilmeter 170 eine dunklere, etwa 15 cm mächtige turbiditische Schicht auf.

Geochemisch stellt sich die Schichtfolge zwischen 120 m und 170 bzw. 180 m ebenfalls äußerst homogen dar. Der Kalzitgehalt fällt unter 80 % und pendelt zwischen 75 % und 80 %. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  Isotopenkurve ist ebenfalls sehr konstant und zeigt Werte um 1,4 ‰. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve fällt ab Profilmeter 140 von -2,25 ‰ auf -2,70 ‰ bereits merklich ab.

Ab Profilmeter 180 ändert sich die Lithologie, Mikrofazies und Calpionellenfauna mit dem Auftreten der Gutratberg-Subformation (KRISCHE 2012). Grünlich-rote, gefleckte Wackestones wechseln mit etwas größeren Packstones. Die mergeligen Kalksteine sind unregelmäßig gebankt und haben eine Mächtigkeit von ca. 20 m. Die Serie wird bei Profilmeter 200 durch eine stark verwitterte, brekziöse, rötlich-grüne Schicht beendet. Innerhalb der Gutratberg-Subformation wurden an 2 Proben (Pnr.: 22, 23; chemische Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 1; Ergebnis der RDA-Analyse siehe Anhang) RDA-Analysen für die mineralogische Auswertung durchgeführt. Hauptbestandteile sind Kalzit und Quarz. Nebenbestandteile sind vor allem Chlorit, Illit und Feldspat. Dolomit tritt im Gegensatz zu anderen Proben innerhalb der Schrambach-Formation nicht auf. Innerhalb der Gutratberg-Schichten befindet sich auch die von PLÖCHINGER (1976) definierte Postlandzementbank. Die rot-grün gefleckten Gutratberg-Schichten markieren den obersten Teil der Oberalm-Formation und kündigen das Einsetzen der Schrambach-Formation an.



Abb. 5.5: Typische Aufschlussituation und Aussehen der Schrambachschichten bei Profilmeter 240 m bis 255 m (siehe Profil in Abb. 5.6).

Im unteren Teil der Schrambach-Formation (siehe Abb. 5.4) dominiert eine Wechsellagerung aus kompaktem Kalkstein mit feinbröseligem, wenig verfestigtem Mergel. Bei Profilmeter 210 sind sandig-kalkige Schichtglieder eingeschaltet. Dabei handelt es sich um etwa 5 m mächtige, durch Mergelzwischenlagen getrennte, verkieselte, größere turbiditische Kalksandsteine (KRISCHE & GAWLICK 2010). Darüber folgen bis zu 10 m mächtige, feinbröselige, wenig verfestigte Mergel die mit



kompaktem Packstones wechsellagern (siehe Abb. 5.5). In den Mergellagen finden sich immer wieder gut erhaltene Ammonitenabdrücke (BUJTOR et al. 2013).

Der Übergang der Oberalm-Formation mit den Gutratberg-Schichten zu der Schrambach-Formation ist sowohl in den geochemischen Daten als auch in den Isotopiedaten, wobei in diesem Bereich der Probenabstand verdichtet wurde, ersichtlich. Der bis Profilmeter 180 konstante Kalzitgehalt beginnt ab 182 m zwischen 60 % und 80 % zu springen bevor er ab Profilmeter 190 auf unter 60 %, zwischenzeitlich sogar auf 50 % abfällt. Der Anteil der Silikate verhält sich gegenteilig. Erst nach dem Auftreten der verkieselten, gröberen turbiditischen Kalksandsteine innerhalb der Schrambach-Formation erholt sich der Kalzitgehalt wieder und steigt auf über 60 %. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt im Gegensatz zum Kalzitgehalt keinen abrupten Abfall, der mit dem Eintreten der Gutratberg-Schichten korreliert. Die Sauerstoffkurve zeigt bereits ab Profilmeter 160 einen deutlich negativen Trend der bei Profilmeter 188 innerhalb der Gutratberg-Schichten bei einem Wert von -2,91 ‰ endet. Die Kurve steigt in weiterer Folge steil an und erreicht bereits bei 196 m mit einem Wert von -2,0 ‰ wieder einen Höchststand. Danach kommt es abermals zu einem Abfall der Kurve, die sich nach Erreichen eines Wertes von -1,80 ‰ wieder auf Werte zwischen -2,15 ‰ und -2,50 ‰ einpendelt, die auch vor dem Einsetzen der Gutratberg-Schichten innerhalb der Oberalm-Formation üblich waren. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve bleibt bis Profilmeter 170 relativ konstant bevor sie einen positiven Trend bis Profilmeter 190 zeigt. Dabei steigt die Kurve von 1,35 ‰ bei 170 m auf 1,75 ‰ bei 180 - 190 m.

Ab 190 m zeigt jedoch auch die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve einen deutlichen negativen Trend, der mit dem positiven Trend der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zu korrelieren scheint. Dabei fällt die Kurve von Werten  $>1,5$  ‰ auf Werte um 1,25 ‰. Teilweise fällt die Kurve auch unter 1,0 ‰. Sie erholt sich erst ab Profilmeter 215 um, wie die Sauerstoffkurve, wieder auf Werte wie vor der Ablagerung der Gutratberg-Schichten zurückzukehren. Das Profil im Norden des Steinbruches endet bei etwa 260 m, wo die asphaltierte Straße endet (siehe Abb. 5.2 und 5.6). Eine Fortführung des Profils ist im westlichen Teil des Steinbruches, südlich der alten Brecheranlage zu finden (siehe Abb. 5.2).

Südlich des Brechers treten die rot-grünen Gesteine der Gutratberg-Schichten erneut auf und erlauben sowohl lithologisch als auch mikrofaziell eine Korrelation mit dem Profil im Nordteil des Steinbruches (KRISCHE 2012). Bis Profilmeter 290 ändert sich daher lithologisch wenig. Die Wechsellagerung der feinbröseligen Mergellagen mit den kompakteren Packstones setzt sich fort. Der nach KRISCHE (2012) biostratigraphisch bestimmte Übergang des Ober-Berrias ins Unter-Valangin zeigt sich bei Profilmeter 283. Auffallend ist die Mächtigkeitsabnahme der Mergelschichten gegenüber dem basalen Teil der Schrambach-Formation. Im Bereich zwischen 275 m und 295 m wurde der Probenabstand auf 0,5 m verdichtet. Die Entwicklung der Schrambach-Formation nimmt mit dem Einsatz einer Megabrekzie mit Komponentengrößen  $>1$  m ein Ende. Innerhalb der Schrambach-Formation wurden 8 weitere Proben mithilfe einer RDA auch mineralogisch untersucht (Probennr. 24, 25, 28, 29, 33, 37, 35, 39; chemische Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 1; Ergebnis der RDA-Analyse siehe Anhang). Generell wurden die Proben innerhalb der Mergellagen genommen. Die Mineralogie innerhalb der gesamten Abfolge der Schrambach-Formation ist sehr homogen. Hauptbestandteile sind Kalzit und Quarz. Nebengemengteile sind Chlorit, Illit und Feldspat. Einzig der Dolomit zeigt Heterogenitäten. Innerhalb der Gutratberg-Subformation trat er nicht auf. Auch in den Proben 24 und 25 in der unteren Schrambach-Formation erscheint er nicht oder nur ganz gering. Erst ab Probe 28 und den darüber folgenden Proben ist der Dolomit vertreten. Der Kontakt zwischen Schrambach-Formation und Roßfeld-Formation ist als Erosionsdiskordanz ausgebildet. Die Größe der vorhandenen Schichtlücke ist unbekannt. Über der Diskordanz steht eine etwa 3 m mächtige schlecht

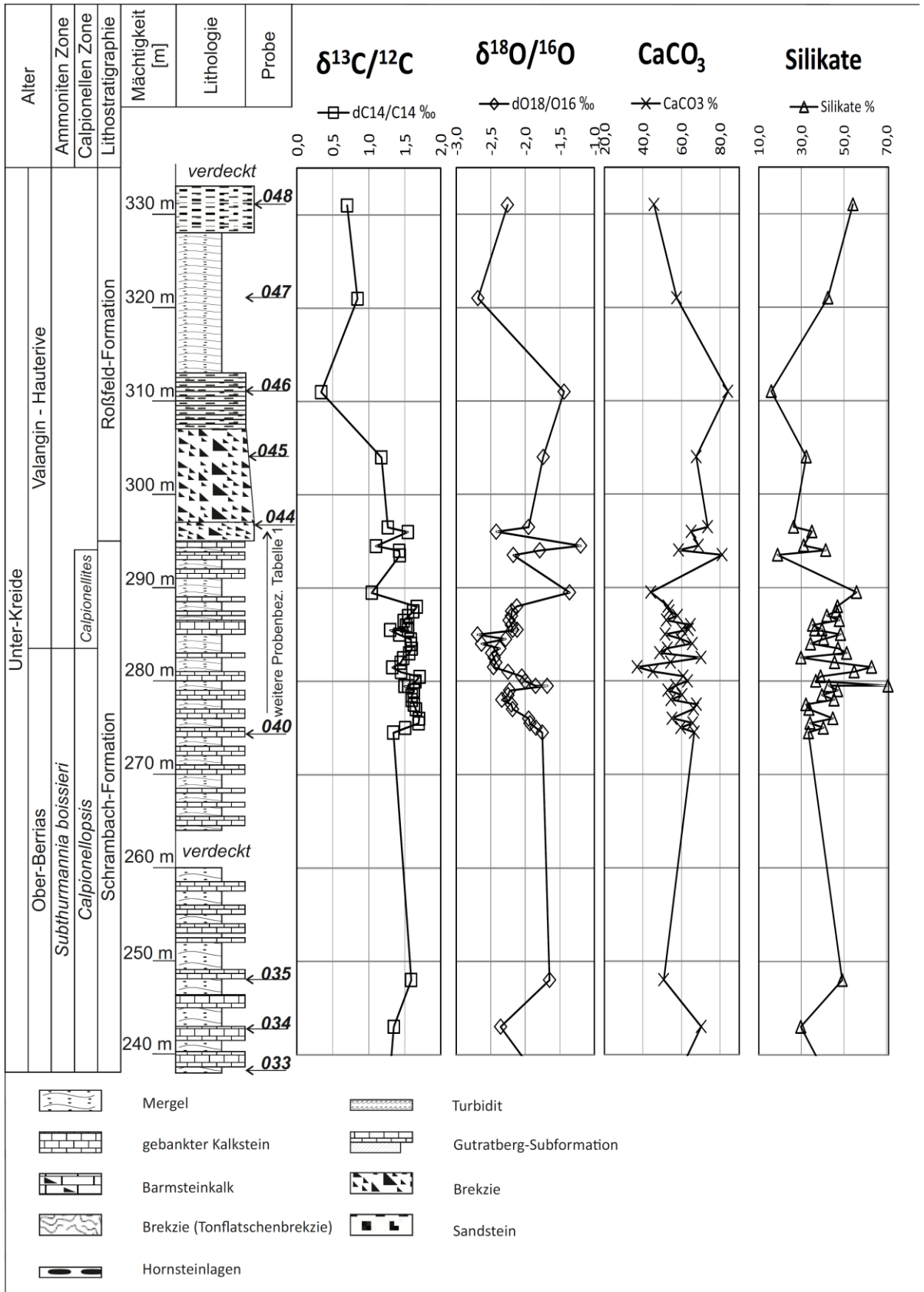


Abb. 5.6: Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten der Schrambach- und Roßfeld-Formation. Biostratigraphische Datierungen (*Calpionellen* und *Ammoniten*) nach KRISCHE (2012). Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 1. Unten: Legende des Profils in Abb. 5.3, 5.4 und 5.6.

sortierte, komponentengestützte Brekzie mit Komponentengrößen von >1 m bis Mittelkies-Korngrößen an. Darüber steht eine gut sortierte, etwa 10 m mächtige Brekzie mit Komponenten im 10 cm Bereich an, die einen eindeutigen Verfeinerungstrend zu einer feinkörnigen matrixgestützten Brekzie zeigt. Über der Brekzie folgt eine etwa 6 m mächtige, dünn gebankte, karbonat-zementierte Sandsteinlage, die in eine Kalkfeinsandsteinlage bzw. Mergelabfolge mit mehr als 10 m Mächtigkeit übergeht. Die Schichtfolge wird durch einen erneut auftretenden kompakten Sandstein beendet.

Die geochemische Analyse der oberen Schrambach-Formation zeigt ebenfalls keine Auffälligkeiten. Bis zu Profilmeter 275 verläuft die Kalzitkurve relativ konstant bei 60 %, wobei angemerkt werden muss, dass eine Probennahme zwischen 250 und 275 m aufgrund von Abbautätigkeiten nicht möglich war. Durch eine Nachbeprobung konnte aber der Probenabstand im Bereich des Übergangs vom Ober-Berrias ins Valangin bei Profilmeter 275-295 auf 0,5 m verkürzt werden. Die Kalzitanteile der Proben variieren hier zwischen 65 %  $\pm$  5 % und 55 %  $\pm$  5 %. Das kann damit erklärt werden, dass abwechselnd eher mergelige und kalzitreichere Bänke beprobt wurden. Ein genereller Trend des Kalzitgehaltes kann nicht gesehen werden. Überraschend ist der Anstieg des Kalzitgehaltes im Bereich der obersten Schrambach-Formation bzw. untersten Roßfeld-Formation um 20 % bzw. 15 %. Darüber hält sich der Kalzitgehalt relativ konstant auch im karbonat-zementierten Sandstein bevor er in den mergeligen Feinsandstein abfällt und das Profil endet. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt einen negativen Trend ab Profilmeter 275, wo die Kurve von -1,75 ‰ bei auf -2,4 ‰ abfällt. Kurz vor 280 m steigt die Kurve wieder auf 1,7 ‰ an und erreicht damit beinahe den Wert vor dem ersten Abfall. Im Bereich des Übergangs vom Ober-Berrias in Valangin zeigt die Kurve erneut einen negativen Trend, wobei sie auf fast -2,5 ‰ abfällt. Darüber beginnt die Kurve etwas zu springen bevor sie sich über 6 Proben hinweg bei einem Wert von -2,2 ‰ stabilisiert. Im weiteren Verlauf springt die Kurve sehr stark. Mit dem Einsetzen der Brekzie bei 295 m zeigt die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve nochmal einen positiven Trend bevor sie mit dem Einsetzen des Mergels wieder abfällt.

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt ebenfalls einige Auffälligkeiten, die sich aber nur in einem kleinen Maßstab bewegen. Bei Profilmeter 275 steigt die Kurve kurzweilig auf Werte >1,5 ‰ an bevor die Kurve bei 282 m einen Knick zeigt. Dieser Knick korreliert mit dem starken Negativtrend der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve. Danach erholt sich die Kurve wieder und zeigt Werte >1,5 ‰. Der Knick wiederholt sich bei Profilmeter 286 und die Kurve erholt sich erneut bis 298 m. Danach fängt die Kurve zu springen an (vgl.  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve). Nach einem negativen Knick bei Profilmeter 310 erholt sich die Kurve mit dem Einsetzen des Mergels und endet bei Profilmeter 330 m.

Im südlichen Teil des Steinbruchs ist ebenfalls ein Übergang von der Schrambach-Formation zu der Roßfeld-Formation aufgeschlossen (siehe Abb. 5.7, vgl. dazu Abb. 5.6; Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 2). Hier fehlt allerdings die Megabrekzie, die den Übergang im westlichen Aufschluss des Steinbruchs kennzeichnet, vollständig. Im Süden ist die Schrambach-Formation sehr geringmächtig und zeigt eine nicht so deutliche Wechsellagerung zwischen Mergel und kompakterem Kalkstein. Der Übergang zur Roßfeld-Formation ist gekennzeichnet durch 4 unterscheidbare Olisthostrome mit erosiver Basis, wobei der Erste und Zweite durch eine Konglomeratlage getrennt sind. Die Schlammströme können als weitgehend kohäsionslos, pelitreich mit gerundeten Lithoklasten der Kies- bis Block-Größe beschrieben werden (KRISCHE 2012, KRISCHE et al. 2014).

Die geochemische Analyse brachte sehr stark variierende Ergebnisse für den Kalzitgehalt der Abfolge hervor. Im Übergangsbereich des Profils schwankt dieser deutlich, fällt insgesamt aber mit dem

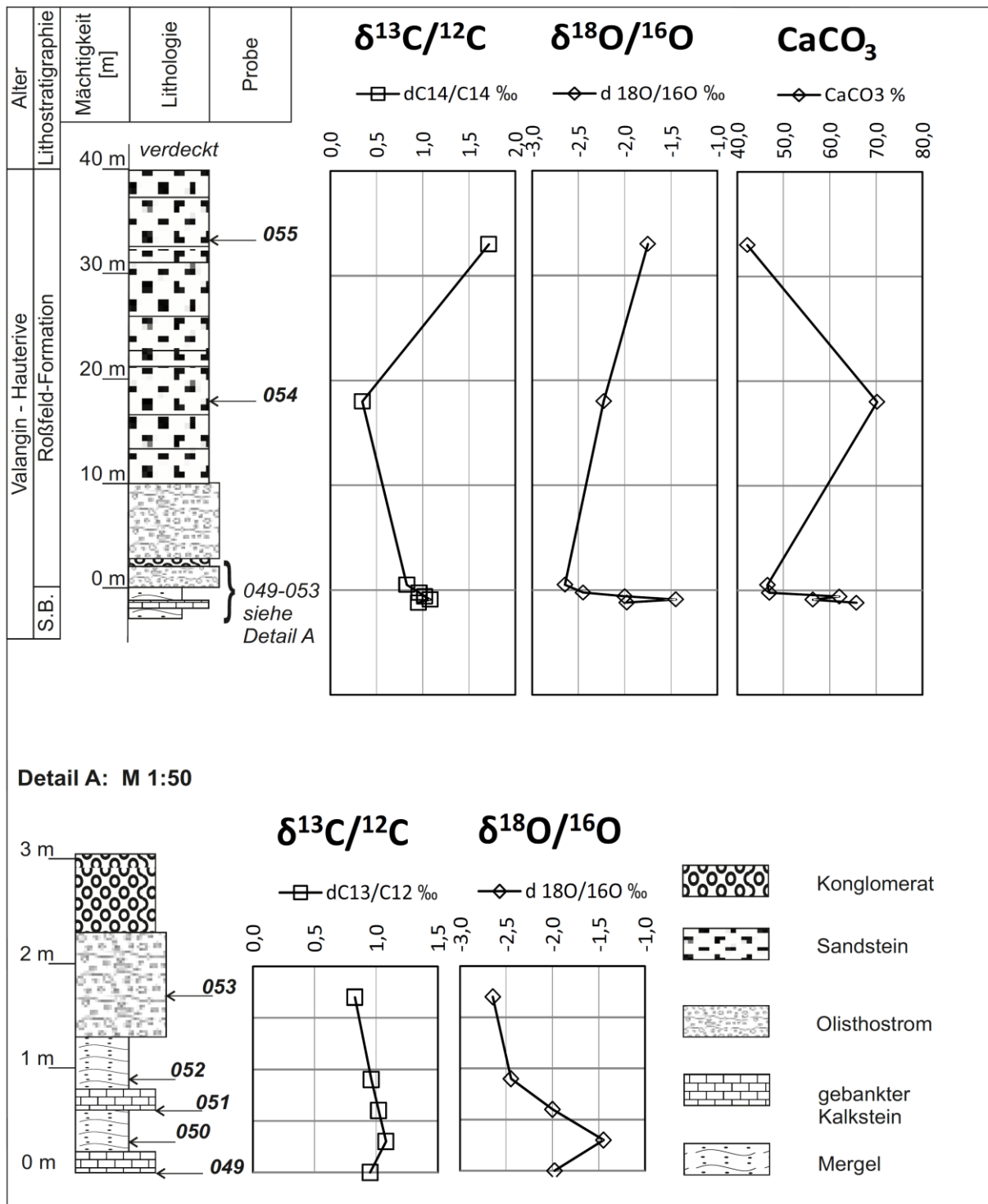


Abb. 5.7: Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten am Übergang der Schrambach-Formation in die Roßfeld-Formation im südlichen Steinbruch. Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 1 Abschn. 2.

Einsetzen der Olisthostrome ab. Im Bereich der Sandsteine erholt sich der Karbonatanteil zunächst und fällt dann aber wieder stark ab. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt einen negativen Trend, der sich bis in die Sandsteine fortsetzt und dann wieder ansteigt. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt einen ähnlichen Trend. Am Übergang der Schrambach-Formation zu der Roßfeld-Formation steigt die Kurve zunächst auf einen Wert von  $<-1,5$  ‰, um in weiterer Folge innerhalb eines Profilmeters auf  $-2,5$  ‰ abzufallen. Dieser Abfall korreliert mit dem Einsetzen des Olisthostroms. Danach steigt die Kurve wieder an und endet bei Profilmeter 33 bei einem Wert von  $-1,75$  ‰.

## 5.2 Das Roßfeld

Das Roßfeld ist eine bewaldete Mittelgebirgslandschaft die sich geographisch entlang der österreichischen Staatsgrenze vom nördlichen Fuß des Hohen Göll bis nach Bad Dürrenberg erstreckt. Im Osten wird das Roßfeld durch das Salztal begrenzt und im Westen reicht das Roßfeld bis nach Berchtesgaden (siehe Abb. 2.1 und Kap. 2: Geographischer Überblick). Das Roßfeld beheimatet die Typuslokalität der Roßfeld-Schichten und ist daher geologisch gut untersucht.

### 5.2.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung

Einen geschichtlichen Überblick über sämtliche geologischen Arbeiten gaben UHLIG (1882), PLÖCHINGER (1955), PICHLER (1963), TOLLMANN (1976) und RASSER et al. (2003). Die relevante geologische Karte für das Roßfeld, Blatt 94 Hallein, stammt von PLÖCHINGER (1987) mit den Erläuterungen von PLÖCHINGER (1990). Geologisch gehören die spätjurassischen bis unterkretazischen Einheiten des Roßfelds zum Tief-Tirolikum (FRISCH & GAWLICK 2003). Dazu gehört die basale Oberalm-Formation (Tithon) die von der Schrambach-Formation (?Ober?-Berrias bis Unter-Valangin) und der darüber folgenden stark siliziklastisch beeinflussten Roßfeld-Formation (Ober-Valangin bis Ober-Hauterive und Unter-Barreme) überlagert wird (WEBER 1942, PLÖCHINGER 1955, PICHLER 1963). Biostratigraphische Untersuchungen basierend auf Ammoniten-Datierungen und Foraminiferen gehen auf VON HAUER (1847, 1848, 1868), VON GÜMBEL (1861), UHLIG (1882), WEBER (1942), PLÖCHINGER (1955) und FAUPL & TOLLMANN (1979) zurück. Die Teilung der Roßfeld-Formation in eine untere- und obere Roßfeld-Formation geht auf WEBER (1942) und PICHLER (1963) zurück. Die Untere-Roßfeld-Formation (Ober-Valangin bis Unter-Hauterive) besteht aus einer basalen Mergelgruppe, wobei sich die Mergelentwicklung durch Wechsellagerung mit dem Sandstein zu einer hangenden Sandsteingruppe (dickbankige Sandsteine: FAUPL & TOLLMANN 1979) entwickelt. Schwermineralanalysen der Sandsteine zeigen hohe Anteile an Hornblenden und Chromspinellen. Daneben treten Granat, Zirkon und andere Schwerminerale auf, die auf ein südlich gelegenes, orogeninternes Liefergebiet mit Ultrabasiten und Metamorphiten schließen lassen (WOLETZ 1970, FAUPL & MILLER 1977, FAUPL & TOLLMANN 1979). Neueste Erkenntnisse zu der Herkunft der Komponenten in der Roßfeld-Formation präsentieren KRISCHE et al. (2014, siehe auch Kap. 3: Geologischer Überblick - Neueste Erkenntnisse). Die obere Roßfeld-Formation (Unter-Hauterive bis Ober-Hauterive/Unter-Barreme (IMMEL 1987)) besteht aus Kieselkalken mit Konglomeratlagen. Weitere Untersuchungen an den Sandsteinen der Roßfeld-Formation führten auch VON EYNATTEN & GAUPP (1999) durch. Durch die Ergebnisse dieser und weiterer Schwermineraluntersuchungen in Verbindung mit lithologischen Untersuchungen wurde die Roßfeld-Formation als synorogene Ablagerung im Zuge von Überschiebungen und krustaler Verkürzung in der höheren Unter-Kreide interpretiert (FAUPL 1978, FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, VON EYNATTEN & GAUPP 1999). Das Liefergebiet der Roßfeld-Formation liegt nach POBER & FAUPL (1988) südöstlich des Austroalpins und beinhaltet Ultrabasite der Suturzone des Meliata-Ozeans, paläozoische Metamorphite sowie Sedimentgesteine und mesozoische Karbonate (VON EYNATTEN & GAUPP 1999). Erste mikrofazielle Untersuchungen der Grobklastika der oberen Roßfeld-Formation gehen auf MISSONI & GAWLICK (2011b) zurück. Dadurch konnte bewiesen werden, dass die für eine Überschiebung durch juvavische Decken auf das Tirolikum die entsprechenden tief- und hoch-juvavischen Komponenten in den Grobklastika (Haselgebirge, Hallstätter Kalke, Dachsteinkalke, Dolomite usw. - siehe auch Kap. 3: Geologischer Überblick) fehlen. Neueste mikrofazielle, lithologische und biostratigraphische Untersuchungen wurden von KRISCHE (2012) durchgeführt. Dieser sieht die Ablagerungsmechanismen im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Ablagerung der Roßfeld-Formation am Gutratberg, wo

diese durch Meeresspiegeltiefstand und Transgressionszyklen abgelagert wurden (KRISCHE 2012). Nach KRISCHE (2012) beginnt die Schichtfolge im Schrambachgraben des Roßfelds mit der basalen Oberalm-Formation im Unter-Berrias. MISSONI & GAWLICK (2011b) sehen im Liegenden der Oberalm-Formation die Tauglboden-Formation (siehe Abb. 3.3) und den Ablagerungsraum als westliche Verlängerung des Tauglboden-Beckens. Den Übergang von der Oberalm-Formation zur Schrambach-Formation korreliert KRISCHE (2012) mit dem Einsatz von verkieselten Packstones im mittleren Mittel-Berrias. MISSONI & GAWLICK (2011b) geben diesen Übergang hingegen mit Ober-Berrias an. UHLIG (1888) konnte für die Schrambach-Formation zwischen den verkieselten Packstones und der Grenze zur Roßfeld-Formation durch Ammonitenfunde ein Alter von Ober-Berrias bis Hauterive angeben. IMMEL (1987) datierte die Grenze der Schrambach- zur Roßfeld-Formation mit Unter- bis Ober-Valangin. RASSER et al. (2003) belegt eine Schichtlücke an der Grenze der Schrambach- zur Roßfeld-Formation, hervorgerufen durch einen Meeresspiegeltiefstand. Die Konglomerate der Roßfeld-Formation lagern sich nach KRISCHE (2012) am Übergang Unter-/Ober-Valangin bis ins basale Ober-Valangin ab.

## **5.2.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen**

Am Roßfeld wurden 2 Profile aufgenommen, mit den biostratigraphischen Ergebnissen aus KRISCHE (2012) korreliert und mit Daten der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopie ergänzt (siehe Abb. 5.8: Profil A17 und Abb. 5.9: Profil A30). Außerdem erfolgte eine Detailkartierung im Juli bzw. August 2012 (Geologische Karte siehe Abb. 7.1). Dabei wurden 43 Proben genommen und geochemisch analysiert. Für die Ergebnisse der geologischen Kartierung sei auf Kapitel 7.2.1: Ergebnisse der geologischen Kartierung verwiesen. Die Daten der geochemischen Analyse der Proben in den Profilen A17 und A30 sind in Tabelle 2 (siehe Anhang) nachzulesen. Das Profil A17 liegt bei Aufschlussnummer 88-92 (siehe Abb. 7.1: Geologische Karte des Roßfeld) und das Profil A30 liegt bei Aufschlussnummer 106-110 (siehe Abb. 7.1: Geologische Karte des Roßfeld). Beide Profile liegen am Übergang von der Schrambach- zur Roßfeld-Formation.

Das Profil A17 (siehe Abb. 5.8) liegt im Steigbachgraben in einer Höhe von ca. 825-850 m ü. d. Meer an der kleinen Brücke der Forststraße über den Steigbach. Es sind ca. 50 m Profil aufgeschlossen, jedoch sind nur die unteren 30 m davon erreichbar. Die restlichen 20 m liegen an einer Steilklippe, die keine Probennahme zulässt. An dem Profil wurden 5 Proben im Abstand von ca. 10 m genommen. Lithologisch handelt es sich um homogene, feinkörnige, tonig-siltige, dünn gebankte Mergel mit relativ konstanten Kalzitgehalten zwischen 49,6 % und 56,7 % (siehe Anhang: Tabelle 2). Bei Profilmeter 20 ist eine geringmächtige Bank eines kompakten Packstones eingeschaltet. Direkt unter der Grenze zur Roßfeld-Formation tritt erneut ein solch kompakt wirkender Kalkstein auf. Das darüber liegende Paket von gebankten Sandsteinen hat eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Es handelt sich um einen kalzizementierten Mittel-Sandstein, der auch z.B. in den Aufschlüssen 103, 104 unterhalb des Gehöfts Gschwandt auftritt. Auffallend ist der scharfe Übergang von Mergel zu Sandstein im Gegensatz zu Profil A30, wo sich der Übergang durch Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergel ankündigt. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt innerhalb der Mergel einen eindeutig negativen Trend und fällt von 1,24 ‰ bei Profilmeter 0 (Pnr. 92) auf 0,61 ‰ bei Profilmeter 30 (Pnr. 88). Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve fällt anfangs von -3,18 ‰ auf -3,54 ‰ ab. Danach erholt sich die Kurve wieder, um ab Profilmeter 20 erneut auf -3,62 ‰ zu fallen.

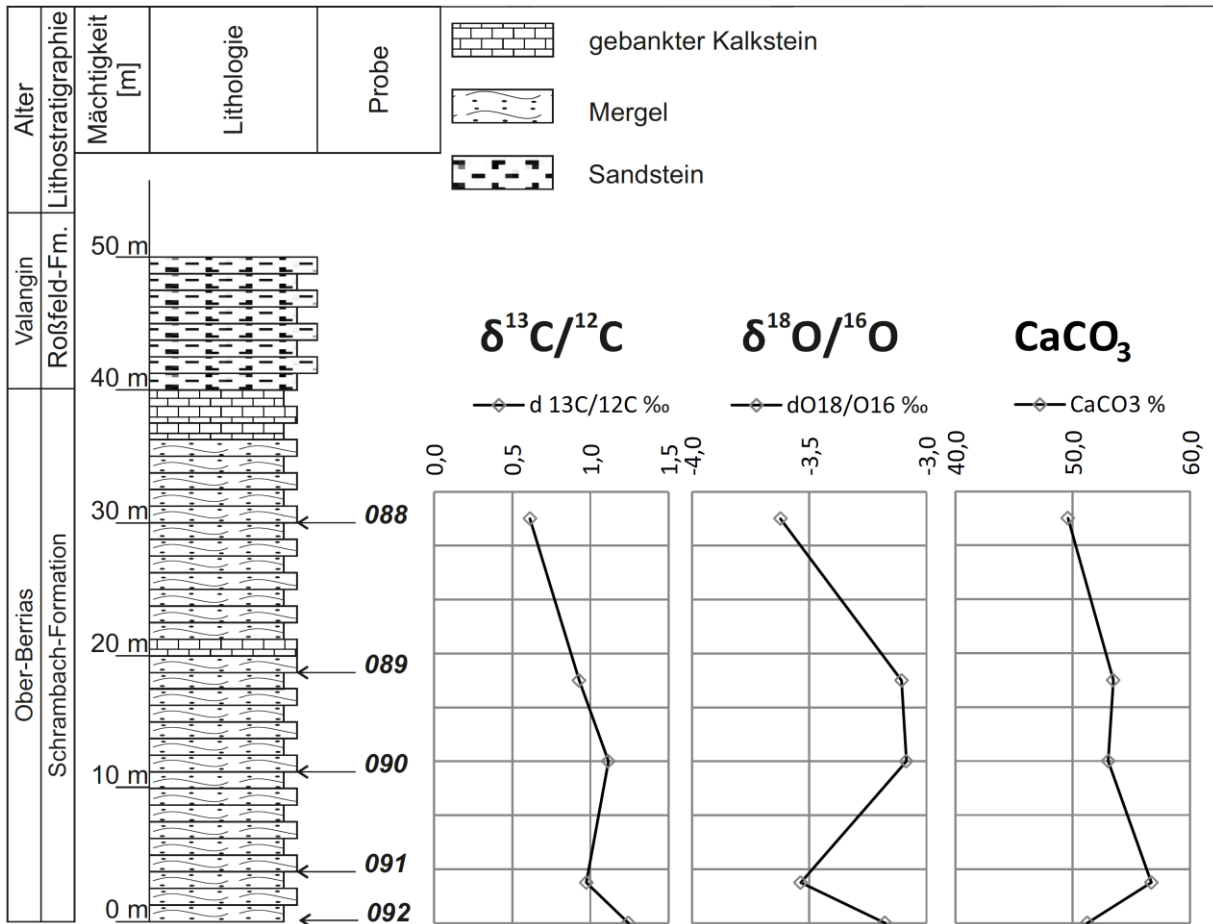


Abb. 5.8: Profil A17. Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten am Übergang der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation. Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 2.

Das Profil A30 (siehe Abb. 5.9) liegt im Schrambachgraben oberhalb des Wasserfalls und unterhalb des Forstweges vom Gehöft Gschwandt nach Norden am Übergang der Schrambach- zur Roßfeld-Formation. Es sind ca. 24 m Profil aufgeschlossen, wobei nur die unteren 15 m erreichbar und somit beprobt wurden. Die restlichen 10 m liegen an einer Steilklippe mit Wasserfall und konnten nicht erreicht werden. Lithologisch handelt es sich um tonig, siltige, grün, graue Mergel mit Kalzitgehalten zwischen 42,36 % und 53,67 %, wobei nur die Mergellagen beprobt wurden. Es wird angenommen, dass die Kalzitgehalte in den Sandsteinen, die in Wechsellagerung mit den Mergeln auftreten, mit den chemischen Analysen der Proben 103 und 104 (34,15 % bzw. 50,71 % CaCO<sub>3</sub>, siehe Tab. 1, Anhang) verglichen werden können. Der Übergang von der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation erfolgt durch Zunahme des turbiditisch eingebrachten (PLÖCHINGER 1990) (Mittel-) Sandsteines bis der Mergel ganz verschwindet und eine mächtige, gebankte Sandsteinabfolge folgt. Die δ<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Isotopenkurve zeigt auch hier innerhalb der Mergel einen eindeutig negativen Trend. Der Wert fällt von 1,01 ‰ bei Profilmeter 1 auf -0,86 ‰ bei Profilmeter 14. Die δ<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-Kurve zeigt ebenfalls einen negativen Trend und fällt abrupt von -3,04 ‰ auf -4,30 ‰ innerhalb von 2 m Probenabstand (Pnr. 108, 109).

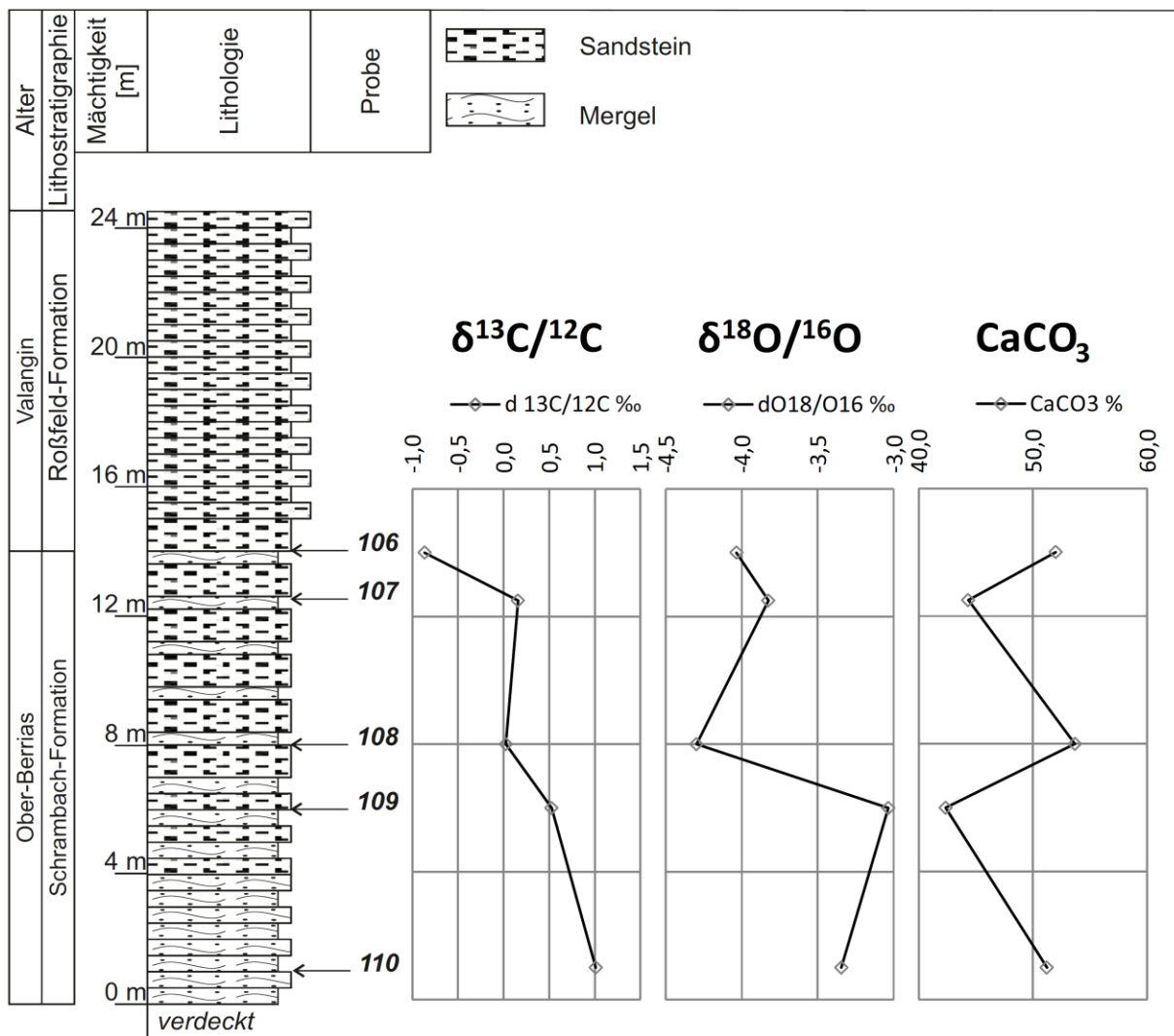


Abb. 5.9: Profil A30. Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten am Übergang der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation. Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 2.

### 5.3 Die Weitenau

Die Weitenau ist eine hügelige Mittelgebirgslandschaft die sich nördlich des Lammertals in W-E Richtung erstreckt. Das Gebiet zieht sich von Strubau und der Gips-Anhydrit Lagerstätte von Grubach-Moosegg im Westen bis zum Lienbachschmied im Osten bzw. vom Nordfuß des Schwarzen Bergs im Süden bis nach Seewald im Norden (siehe Abb. 2.1 und Kap. 2: Geographischer Überblick). Die Weitenau wird aufgrund der weichen Topographie intensiv land- und forstwirtschaftlich genutzt.

#### 5.3.1 Geologischer Überblick und Stand der Forschung

Erste geologische Untersuchungen gehen auf UHLIG (1882), BITTNER (1883, 1884), WOLF (1873) und FUGGER (1905) zurück. Zusammenfassungen über Lithologie und Stratigraphie gaben DEL NEGRO (1960, 1970), TOLLMANN (1976) und PLÖCHINGER (1980, 1983, 1990). Wichtige Erkenntnisse über die Geologie der Weitenau stammen von den Aufnahmen von PLÖCHINGER (1950/51 – 1990) sowie SCHLAGER (1953). Die aktuelle geologische Karte, Blatt 94 Hallein, mit den zugehörigen Erläuterungen stammt von PLÖCHINGER (1987, 1990).

Nach PLÖCHINGER (1950/51-1990) handelt es sich bei der Weitenau bis heute um eine einheitliche, tirolische, dem Roßfeld vergleichbare oberjurassische bis unterkretazische Synkinalzone. BITTNER



schlug bereits 1883 bzw. 1884 vor, die Weitenau in mindesten 5 verschiedene tektonische Lamellen zu unterteilen. Diese Auffassung wurde von KRISCHE et al. (2011a, 2011b) durch moderne lithologische und biostratigraphische Untersuchungen erneut bestätigt. Aufgrund von unterschiedlichen Entwicklungen in den spätmittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken (GAWLICK et al. 1999, GAWLICK 2000, GAWLICK & FRISCH 2003) stellten GAWLICK & MISSONI (2011a) die westliche Weitenau ins Sandlingalm-Becken, die jüngere Überlagerung Molasse zur Sillenkopf-Formation und die östliche Weitenau mit den unterkretazischen Schrambach- und Roßfeld-Formationen zu einer Überlagerung des Tauglboden-Beckens.

Neueste mikrofazielle und lithologische Untersuchungen durch KRISCHE (2012) brachten neue Erkenntnisse über die geologische Zugehörigkeit der Weitenau. Aufgrund mikrofazieller und lithologischer Unterschiede kann die nach PLÖCHINGER (1990) bezeichnete Weitenauer-Synklinale mit ihren oberjurassischen bis unterkretazischen Schichtfolge in zwei größere paläogeographisch unterschiedliche Einheiten unterteilt werden. Der Hochreith-Block stellt dabei eine distale Entwicklung der Trattberg-Schwelle, und der Weitenau-Block eine proximale Entwicklung der Trattberg-Schwelle dar. Die für diese Arbeit relevanten Gebiete der westlichen, zentralen und östlichen Weitenau können zum größten Teil dem Weitenau-Block bzw. die zentrale Weitenau teilweise auch dem Seewaldsee-Grabenwald-Block zugeordnet werden (KRISCHE 2012). Des Weiteren wird nach KRISCHE (2012) die Hochreith-Einheit nicht als Sillenkopf-Molasse, wie nach MISSONI & GAWLICK (2011a), sondern als sedimentäre Abfolge des Ober-Tithon bis Barreme innerhalb des Oberalm-/Roßfeld-Beckens gesehen. Nach KRISCHE (2012) sind die sedimentären Abfolgen der östlichen und zentralen Weitenau, des Seewaldsee-Grabenwald-Blocks sowie der Kerterer-Schlucht vergleichbar, zeigen aber spezifische Unterschiede untereinander.

Im Folgenden wird die Weitenau in drei Gebiete unterteilt: Die östliche Weitenau, die zentrale Weitenau und die westliche Weitenau. Es wurde versucht die Gebiete stratigraphisch nach den neuesten Erkenntnissen zu reihen, d.h. das Gebiet mit der stratigraphisch am tiefsten liegenden sedimentären Abfolge wird zuerst behandelt. Demnach wird die östliche Weitenau mit der sedimentär komplettesten Abfolge (Oberalm-, Schrambach-, und Roßfeld-Formation) als erstes Gebiet behandelt. Es folgen die zentrale Weitenau mit geringmächtigen Schrambach- und Roßfeld-Formation und zum Schluss die westliche Weitenau mit den hangensten Anteilen der Roßfeld-Formation in der gesamten Weitenau.

### **Östliche Weitenau**

Nach PLÖCHINGER (1987) besteht das Gebiet (Karte siehe Abb. 7.2) ausschließlich aus der Roßfeld-Formation (Ober-Valangin – Unter-Hauterive) mit Ausnahme des Straßenaufschlusses unterhalb des rhätischen Dachsteinkalks des Finsterstubenwaldes, wo PLÖCHINGER (1987) auch Schrambach-Schichten (Valangin) und Anzenbach-Schichten (Valangin – Unter-Hauterive) kartiert hatte. KRISCHE (2012) konnte aufgrund lithologischer und mikrofazieller Untersuchungen nachweisen, dass in der östlichen Weitenau die Roßfeld-Formation im Liegenden von der Schrambach-Formation (Mittel-Berrias – Hauterive) und Oberalm-Formation (Ober-Tithon – Mittel-Berrias) unterlagert werden. Nach KRISCHE (2012) folgen stratigraphisch über dem rhätischen Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes Brekzienlagen (Barmstein-Kalke) und darüber mikritische, graue, hemipelagische Kalke der Oberalm-Formation. Im Zeitraum Ober-Tithon - Berrias erfolgte ein Umschwung zu einer immer mehr siliziklastisch beeinflussten Sedimentation von mikritischen Kalken und Tonen. Die nach PLÖCHINGER (1987) kartierten Anzenbach-Schichten werden nach KRISCHE (2012) zu einer eigenen Subformation (Gutratberg-Subformation, Mittel-Berrias) innerhalb der Oberalm-Formation und kennzeichnen das Ende der mikritischen, hemipelagischen Entwicklung der Oberalm-

Formation. Darüber folgt die Schrambach-Formation als siliziklastische, mergelige Beckenfüllung ab dem Ober-Berrias bis in das Hauterive mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m. Im Ober-Hauterive erfolgt dann die Ablagerung der mehr als 200 m mächtigen Roßfeld-Formation mit mittelkörnigen bis groben Sandsteinen.

### **Zentrale Weitenau**

Nach PLÖCHINGER (1987) wird das Gebiet (Karte siehe Abb. 7.3) im Osten durch den rhätischen Dachsteinkalk des Ameiseggwaldes bzw. des Klingerkogles und im Süden durch den anisichen Gutensteinkalk des Schwarzen Berges begrenzt. Im Bereich nördlich des Weitenaubaches kartierte PLÖCHINGER (1987) im Bereich des Gehöfts Klaus, Ramsauer und Seebach untere Roßfeld-Formation. Am Gehöft Gasser tritt demnach die Schrambach-Formation zu Tage und im Bereich der Abzweigung zum Gehöft Seebach und Gasser sind nach PLÖCHINGER (1987) auch Anzenbach-Schichten vorhanden. Neuere lithologische und mikrofazielle Untersuchungen durch KRISCHE (2012) brachten neue Erkenntnisse zu der Schichtfolge der zentralen Weitenau. Generell kann das Gebiet südlich der Gehöfte Klaus, Seebach und Schönleiten dem Weitenauer Block, alles nördlich davon dem Seewaldsee-Grabenwald-Block, zugeordnet werden. Im Liegenden des Weitenauer Blocks erstreckt sich der rhätische Dachsteinkalk vom Klingerkogel über den südlichen Ameiseggwald bis knapp westlich des Gehöfts Klaus. Nördlich des Klingerkogels bis zum Gehöft Gasser sind massige, foraminiferenreiche Dachsteinkalke aufgeschlossen. Im Steinbruch südwestlich Gasser sind nach KRISCHE (2012) 10 cm bis 1 m gebankte rosa-beige bis braun-graue Kalke mit Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Entlang der Straße Richtung Klaus bzw. in der Nähe von Klaus folgen über dem Dachsteinkalk matrixfreie Brekzien mit Dachsteinkalk-Lithoklasten. Nach KRISCHE (2012) folgen darüber weiß-graue Mikrite, welche westlich des Klingerkogels und im Bachbett westlich des Klingerkogels aufgeschlossen sind. Oberhalb der Kapelle an der Weitenauer Straße ist auch eine Bank mit Oberalmer Basiskonglomerat aufgeschlossen (siehe Abb. 7.3: Karte der zentralen Weitenau) Karte der zentralen Weitenau).

### **Westliche Weitenau**

Nach PLÖCHINGER (1987) besteht das Gebiet (Karte siehe Abb. 7.4) vom Bachbauer über den Hundskar bis zur Aubaueralm aus einer sedimentären Abfolge der unteren und oberen Roßfeld-Formation. Dabei treten im Liegenden entlang des Kertererbaches sandige Mergel, hornblendereicher Quarzsandstein (untere Roßfeld-Schichten) des Ober-Valangin bis Unter-Hauterive auf. Darüber folgen in Richtung Hundskar die oberen Roßfeld-Schichten mit dünnbankigem, hornsteinführendem sandigem Mergel (Ober-Hauterive) und flyschähnlichen Sandsteinen mit Mergelschiefern und Grobklastika (Olisthostrom) des Ober-Hauterive.

Die strukturelle Lage der Gips-Anhydrit Lagerstätte Grubach-Moosegg wurde im Laufe der Geschichte kontroversiell interpretiert. BITTNER (1884) interpretierte den Gips als tektonische Lamelle innerhalb des Neokoms, während FUGGER (1905) ein Hervorquellen des Gipses unterhalb der Roßfeld-Formation für wahrscheinlich hielt und der Meinung war, dass es sich um ein scheinbares Einfallen der Roßfeld-Formation unter den Gips handelt. PETRASCHKE (1947) stellte fest, dass sich die Evaporite aus der Jura-Neokomabfolge hervorwölben und von der Schrambach-Formation unterlagert werden. Tektonisch hielt er die Lagerstätte für eine an Grabenbrüchen abgesenkte muldenartige Deckenscholle mit sekundärem Aufstieg der Evaporite. GAWLICK (2004) interpretierte das Haselgebirge von Unterscheffau als die tektonische Basis des Schwarzen Berges und es zusätzlich in tektonisch begrenzten Lamellen auftritt. SCHORN (2010) bzw. SCHORN & NEUBAUER (2011) sprechen von

der Grubach-Klippe als Erosionsrest der haselgebirgsführenden tiefjuvavischen Decke, die über die Weitenauer Neokommulde geschoben wurde.

Nach KRISCHE (2012) gehören die, die Evaporite unterlagernden, Kalke nicht der Schrambach-Formation (PETRASCHKEK 1947) sondern der Oberalm-Formation an. Des Weiteren handelt es sich bei der Lagerstätte nicht um eine tektonische Lamelle innerhalb des Neokoms, wie nach BITTNER (1884). Durch die Neuuntersuchungen konnte auch die Interpretation durch SCHORN & NEUBAUER (2011), wonach es sich bei der Lagerstätte um eine tektonische Klippe handelt, nicht bestätigt werden. Die Lagerstätte wird auch nicht durch die Roßfeld-Formation (nach FUGGER 1905) unterteuft. Aus der Komponentenanalyse der Roßfeld-Formation schließt KRISCHE (2012), dass es sich nicht um eine haselgebirgsführende Decke (SCHORN & NEUBAUER 2011) handelt. Nach KRISCHE (2012) handelt es sich bei der Gips-Anhydrit Lagerstätte Grubach-Moosegg vielmehr um ein tektonisches Fenster innerhalb der Antiklinalstruktur.

Diese neuen mikrofaziellen und lithologischen Untersuchungen nach KRISCHE (2012) stimmen mit der von PLÖCHINGER (1987) erstellten Karte aus lithologischer Sicht größtenteils überein. Die neuen biostratigraphischen Untersuchungen stufen die Abfolgen stratigraphisch jedoch höher (Unter-Barreme bis Unter-Apt) ein. Generell zeigen sie in der westlichen Weitenau die jüngste Entwicklung im gesamten Gebiet der Weitenau und liegen im Hangenden der im Kapitel 7.3.2.1 beschriebenen Abfolgen des Schönleitenbaches. Die Crinoidenturbidite und kieseligen Gesteine des Schönleitenbaches werden nach KRISCHE (2012) im Gebiet südlich des Bachbauers bis zu Aubaueralm von braun-schwarzen Kieselmergel und Kieselkalcken überlagert. Im Probepunkt 156, 157 (siehe Abb. 7.4: Probenlokationen und Lithologie in der westlichen Weitenau) erfolgt der Übergang von Kieselmergel zu feinsandigen, siliziklastischen Packstones (KRISCHE 2012). Eingelagert in diese Abfolgen sind lithoklastische Konglomeratlagen, grobsandige lithoklastische Arenite und mergelige Grobsiltsteine (siehe auch Profil PW-6 an Probepunkt 168-179 in Abb. 7.5). KRISCHE (2012) datierte diese Abfolgen im Unterschied zu PLÖCHINGER (1987) mit Unter-Barreme.

### **5.3.2 Lithologische und geochemische Resultate der Profilaufnahme sowie Ergebnisse der Isotopenanalysen**

#### **5.3.2.1 Östliche Weitenau**

In der östlichen Weitenau wurden 2 Profile (siehe Abb. 5.10: Profil PW-3 und 5.11: PW-4) aufgenommen, deren Ergebnisse hier erläutert werden. Die Daten der chemischen Analyse der Proben in den Profilen sind in Tabelle 3 (siehe Anhang) nachzulesen. Außerdem erfolgte eine Detailkartierung im Juli bzw. August 2012 (Geologische Karte siehe Abb. 7.2). Dabei wurden 43 Proben genommen und geochemisch analysiert. Für die Ergebnisse der geologischen Kartierung sei auf Kapitel 7.3.1.1: Ergebnisse der geologischen Kartierung und Probennahme verwiesen.

Das Profil PW-3 (siehe Abb. 5.10) liegt unterhalb der Weitenauer Straße südlich des Gehöfts Kronreif an einem kleinem Parkplatz mit Schranken (siehe Abb. 7.2: Karte der östlichen Weitenau). Insgesamt sind 30 m Profil aufgeschlossen, wobei die Abfolge im unteren Teil des Profils öfter unterbrochen ist. Lithologisch besteht das Profil im unteren Teil aus grün, grauen, mikritischen Kalcken mit Rutschstrukturen. Ab Profilmeter 16 ändert sich das Erscheinungsbild hin zu gebankten beige, braunen Kalcken, die insgesamt kompakter wirken und als Packstones bezeichnet werden können. Darüber folgt eine mehrere Meter mächtige, komponentengestützte, kompakte Brekzie der Barmsteinkalke mit obertriassischen und unterjurassischen (KRISCHE 2012) Lithoklasten.

Während der eher erniedrigte Kalzitgehalt (Pnr. 211: 62,3 % und Pnr. 212: 74,4 %) der unteren Proben der Oberalm-Formation auf einen erhöhten Tongehalt schließen lässt, lieferten die oberen Teile (gebankte, beige, braune Kalke bzw. Brekzienlagen) sehr hohe Kalzitgehalte (Pnr. 213-219) von 94,5 % bis 99,5 %. Insgesamt steigt der Kalzitgehalt ins Hangende, was auch den lithologisch kompakteren Eindruck ab Profilmeter 16 bestätigt.

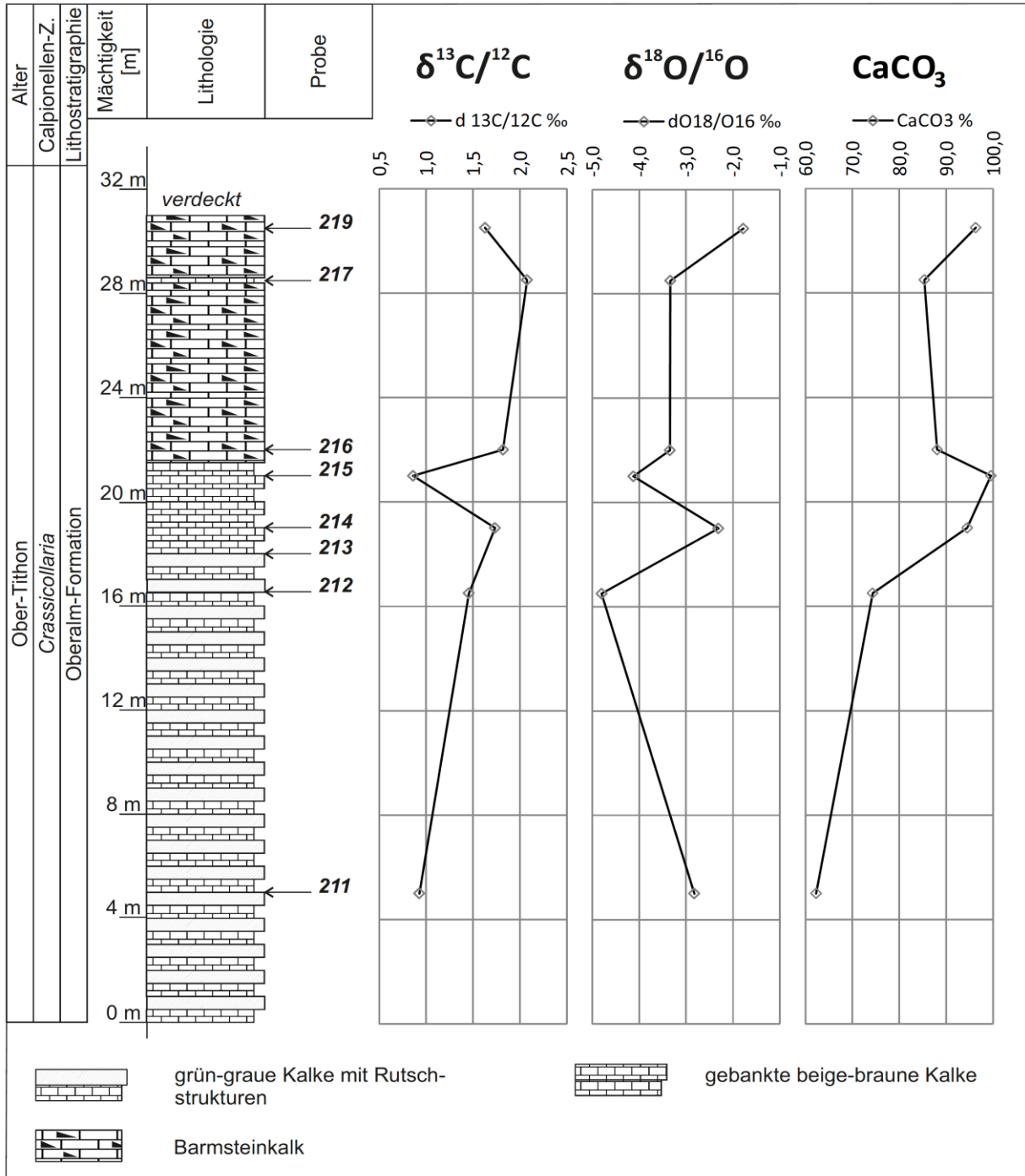


Abb. 5.10: Profil PW-3. Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten innerhalb der Oberalm-Formation mit Barmsteinkalk-Lage. Biostratigraphische Datierungen (*Calpionellen*) nach KRISCHE (2012). Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 3.

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt insgesamt einen positiven Trend, wobei die Kurve von 0,93 ‰ (Pnr. 211) bei Profilmeter 5 auf 2,08 ‰ (Pnr. 217) bei Profilmeter 28,5 steigt, um dann wieder leicht abzufallen. Der Knick in der Kurve beruht auf nur einer Messung der Probe Nummer 215. Es kann

daher nicht von einem Negativtrend gesprochen werden und die Kurve ist insgesamt als positiv zu beschreiben. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt anfangs einen stark negativen Trend wobei sie auf annähernd -5,0 ‰ fällt, um dann wieder auf fast -2,0 ‰ zu steigen.

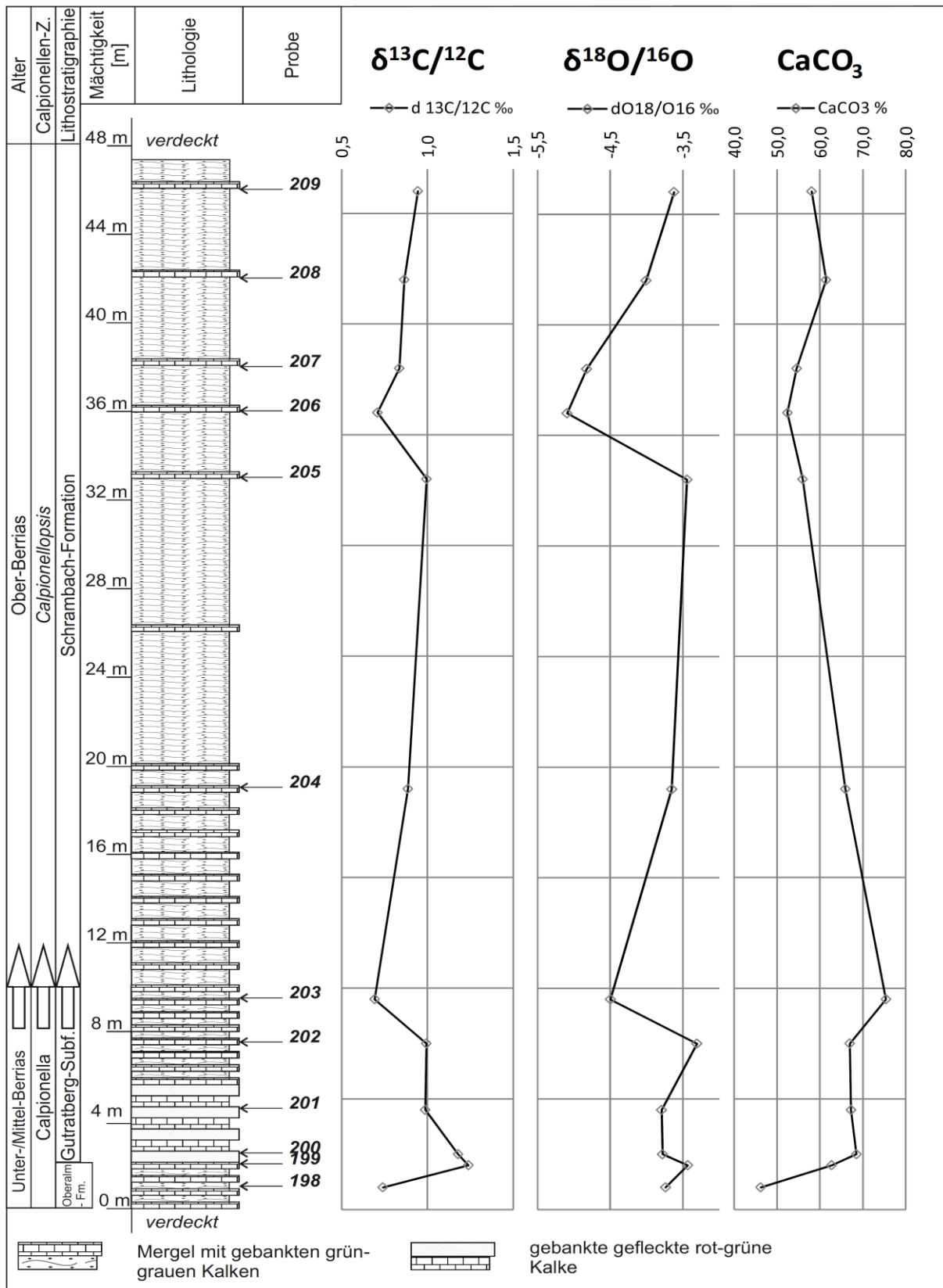


Abb. 5.11: Profil PW-4. Lithologie, Kalzitgehalt und Isotopiedaten am Übergang der Oberalm-Formation zur Schrambach-Formation. Biostratigraphische Datierungen (*Calpionellen*) nach KRISCHE (2012). Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 3.

Insgesamt kann kein Trend in der unsteten  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve gesehen werden. Im oberen Teil des Profils pendelt sich die Kurve wieder bei Werten ähnlich den Anfänglichen ein, bevor sie am Schluss ab Profilmeter 28 stark ansteigt. Dieser Anstieg korreliert mit dem Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve und dem Anstieg des Kalzitgehaltes um fast 10 %.

Das Profil PW-4 (siehe Abb. 5.11) liegt an der Weitenauer Straße und bildet den östlichsten Aufschluss in der östlichen Weitenau (siehe Abb. 7.2: Karte der östlichen Weitenau). Das gesamte Profil ist mit einem Steinschlagschutzzaun verhängt. Dadurch wurde die Probennahme erschwert und es konnte kein kürzerer Probenabstand gewählt werden. Entlang des Profils wurden 12 Proben (Pnr. 198-209) genommen. Die Daten der chemischen Analyse sind in Tabelle 3 (siehe Anhang) nachzulesen. Die durch das Profil PW-4 dargestellte Abfolge kann als beispielhaft für das gesamte Kartiergebiet der östlichen Weitenau gelten.

Über einer relativ geringmächtigen Abfolge der Oberalm-Formation (8 m, inkl. Gutratberg-Subformation) folgt eine 40 m mächtige Abfolge der Schrambach-Formation. Im Hangenden entlang der Straße tritt dann die Roßfeld-Formation noch einmal zu Tage. Im unteren Teil des Profils stehen gebankte grün-graue Kalksteine an, die durch Mergellagen getrennt sind. Die Kalksteine können als Radiolarien-Packstones (KRISCHE 2012) bezeichnet werden. Darüber ändert sich die Lithologie zu gebankten gefleckten rot-grünen Kalksteinen (Gutratberg-Subformation, KRISCHE 2012). Ab Profilmeter 10 kann von der Schrambach-Formation und siliziklastischer Kornvergrößerung in den Mergelabfolgen gesprochen werden. Die Häufigkeit des rot-grün gefleckten Packstones nimmt merklich ab. KRISCHE (2012) stellte zudem eine Zunahme des feinkörnigem, braunen, mergeligen Sediments auf Kosten des Mikrits fest. Die Oberalm-Formation liefert relativ geringe Kalzitgehalte zwischen 46,2 % und 68,5 % (Probe Nr. 198-202). Nach Kalzitgehalten um 70 % am Übergang der Oberalm-Formation zur Schrambach-Formation pendelt sich der Kalzitgehalt im oberen Teil des Profils zwischen 50 % und 60 % ein. Insgesamt kann, von den ersten Proben abgesehen, gesagt werden, dass die Oberalm-Formation in diesem Profil höhere Kalzitgehalte als die Schrambach-Formation aufweist.

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt innerhalb der Gutratberg-Subformation einen negativen Trend und fällt von 1,24 ‰ (Pnr. 199) auf 0,69 ‰ (Pnr. 203). Innerhalb der Schrambach-Formation steigt die Kurve wieder leicht an, bevor sie bei Profilmeter 32 wieder auf 0,71 ‰ abfällt. Danach erholt sie sich wieder und erreicht am Ende einen Wert von 0,94 ‰. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve verläuft in diesem Profil der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve sehr ähnlich. Die Kurve zeigt auch innerhalb der Gutratberg-Subformation einen negativen Trend, der sich innerhalb der Schrambach-Formation wieder erholt. Der Knick in der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve korreliert mit dem Knick in der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve. Hier fällt das Isotopenverhältnis von -3,44 ‰ auf -5,09 ‰. Am Ende des Profils erreicht die Kurve wieder die Werte wie vor dem Abfall. Auffallend ist die Synchronität der beiden Isotopenkurven.

### 5.3.2.2 Zentrale Weitenau

In der zentralen Weitenau wurde ebenfalls eine Probennahme durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Probennahme sind in Kapitel 7: Standortdiskussion nachzulesen. Eine geologische Kartierung des Gebietes führte aufgrund der flachen Topographie und der intensiven Tektonisierung des Gebietes zu keinem Ergebnis. Die Ergebnisse der chemischen Analyse finden sich in Tabelle 4 (siehe Anhang). Aufgrund der schlechten Aufschlussituation konnten in der zentralen Weitenau keine Profile aufgenommen und beprobt werden.

### 5.3.2.3 Westliche Weitenau

In der westlichen Weitenau wurden insgesamt 44 Proben genommen. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung sind in der Tabelle 5 im Anhang zusammengefasst. Die Ergebnisse der Probennahme sind in Kapitel: 7 Standortdiskussion nachzulesen. Es wurde ein Profil (Profil PW-6, siehe Abb. 5.12), das hier näher erläutert wird, lithologisch aufgenommen, mit biostratigraphischen Ergebnissen aus KRISCHE (2012) ergänzt und mit den Daten aus der Isotopenanalyse korreliert.

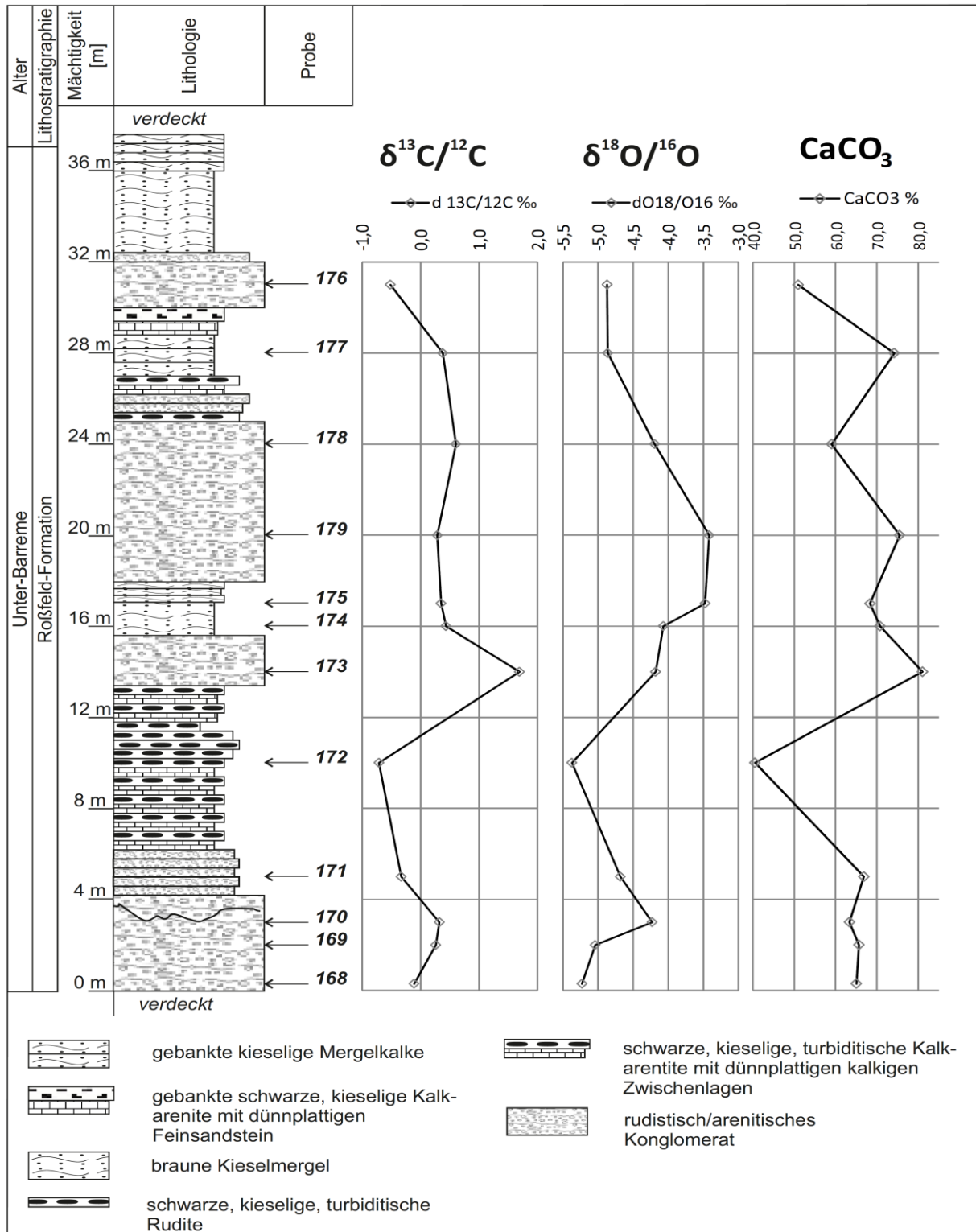


Abb. 5.12: Profil PW-6. Lithologie, Kalzitzgehalt und Isotopiedaten in der konglomeratischen Roßfeld-Formation. Stratigraphie nach KRISCHE (2012). Ergebnisse der chemischen Analyse siehe Anhang Tab. 5.



Das Profil PW-6 (siehe Abb. 5.12) liegt nordwestlich vom Gehöft Bachbauer an der Gabelung der Forststraße (siehe Abb. 7.4: Karte der westlichen Weitenau). Der untere Teil des Profils bis Profilmeter 14 liegt mit westlicher Blickrichtung auf der linken Seite der Forststraße an dem Bach, der obere Teil liegt an der rechten Seite der Forststraße. Entlang des Profils wurden 12 Proben (Pnr. 168 – 179) genommen. Die Daten der chemischen Analyse sind in Tabelle 5 (siehe Anhang) nachzulesen. Lithologisch beginnt das Profil mit grobkiesigen bis sandigen Konglomeraten, die durch eine Erosionsfläche von der nächsten Konglomeratlage getrennt sind. Darüber folgen gebankte, feinkiesige bis sandige Konglomerate bis Profilmeter 6. Es folgen turbiditische Kalksandsteine mit dünnplattigen Zwischenlagen und einer Einschaltung aus turbiditisch, sandigen Ruditen. Bei Profilmeter 13 und 17 sind erneut grobklastische Konglomerate eingeschaltet. Darüber folgen braune Kieselmergel und eine etwa 2 m mächtige Konglomeratlage. Das Profil endet in feinkörnigem Mergel und gebankten Mergelkalken.

Der Kalzitgehalt des Profils bewegt sich anfangs während der ersten Konglomerate relativ stabil bei 65 %, bevor er in den kieseligen Ruditen auf fast 40 % abfällt. Ein hoher siliziklastischer Anteil in den Ruditen kann das erklären. Während der Ablagerung der mächtigen Konglomerate steigt der Kalzitgehalt wieder merklich auf Werte zwischen 70 % und 80 %, bevor er im oberen Teil des Konglomerats auf 60 % abfällt. In der letzten Konglomeratlage fällt der Kalzitgehalt auf 50 %. Der erhöhte Kalzitgehalt in den Konglomeraten kann mit einem hohen Anteil an karbonatischen Lithoklasten des Ober-Tithon und Unter-Berrias (KRISCHE 2012) erklärt werden.

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve verläuft anfangs leicht steigend, bevor sie im Bereich der Rudite wieder abfällt. Mit dem Einsatz des Konglomerats bei 13 m steigt die Kurve an, um sich dann bei Werten um 0,5 ‰ einzupendeln. Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt hier eher einen Trend und verläuft erneut auffallend synchron zu der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve. Mit dem Einsatz der Konglomerate ab Profilmeter 13 zeigt sie einen eindeutigen, durch mehrere Proben belegten, positiven Trend von -5,34 ‰ auf -3,48 ‰. Dieser Anstieg korreliert auch mit dem Anstieg des Kalzitgehalts. Im oberen Teil der Konglomerate flacht die Kurve allerdings ab und fällt wieder auf Werte um -4,86 ‰.

## 6 Diskussion und Interpretation der Resultate

### 6.1 Vergleich und Korrelation der Profile am Roßfeld und der Weitenau mit dem Standardprofil im Steinbruch Gutratberg

#### Roßfeld

Im Roßfeld (Geologische Karte siehe Abb. 7.1) wurden 2 Profile (siehe Abb. 5.8: Profil A17 und Abb. 5.9: Profil A30) lithologisch aufgenommen, beprobt, geochemisch analysiert und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopiekurven erstellt. Für genaue lithologische Beschreibungen und den genauen Verlauf der Kalzit-,  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven sei auf Kapitel 5: Resultate verwiesen. Beide Profile liegen am Übergang der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation. Der Kontakt zur Roßfeld-Formation sowie die untersten Abfolgen lagen in beiden Fällen an einer Steilklippe, waren somit unzugänglich und konnten daher nicht beprobt werden. Im Profil A17 wurde eine etwa 30 m mächtige Abfolge innerhalb der oberen Schrambach-Formation beprobt. Im Profil A30 konnte nur der durch Sandsteine gekennzeichnete etwa 15 m mächtige Übergang der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation beprobt werden. Vergleicht man die Profile lithologisch mit der Abfolge im Steinbruch Gutratberg stellt man ein Fehlen der groben Siliziklastika und des abrupten Übergang von den Mergel der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation fest.

#### Korrelation des Profil A17:

Das Profil A17 (siehe Abb. 5.8) konnte durch den Wechsel von feinkörnigem, mergeligem Kalkstein (Schrambach-Formation) zu einem Sandstein (Roßfeld-Formation) lithologisch mit dem Profil am Gutratberg korreliert werden (siehe rote Linie in Abb. 6.1). Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve des Profils zeigt einen Negativtrend von Werten um  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,00\text{‰}$  in Richtung  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=0,5\text{‰}$ . Ein ähnlicher negativer Trend ist auch in der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Entwicklung am Profil am Gutratberg (siehe Abb. 5.6) im Bereich der oberen Schrambach-Formation zu erkennen. Demnach kann die Abfolge am Roßfeld mit der oberen Schrambach-Formation des Gutratbergs durch Trends in der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Entwicklung von Profilmeter 248 bis 290 korreliert werden (siehe Abb. 6.1). Auch die Werte der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigen einen Trend der auch in der oberen Schrambach-Formation des Gutratbergs wiedergefunden werden kann (siehe Abb. 6.1). Die Kurve korreliert mit dem anfänglichen Negativtrend ab Profilmeter 240, einem Anstieg der Kurve zwischen 250 m und 275 m und einem erneuten Abfall. Auch die Kalzitgehalte mit Werten zwischen 50 % und 60 % im Profil A17 und Werten im Profil Gutratberg, die ab Profilmeter 275 zwischen 50 % und 60% schwanken, sind vergleichbar (siehe Abb. 6.1; vgl. Abb. 5.8 mit 5.6). Die Mächtigungsunterschiede zwischen dem Profil A17 (30 m, Abb. 6.1) und der entsprechenden Abfolge im Standardprofil (45 m, Abb. 6.1) lassen sich durch unterschiedliche Beckenpositionen erklären. Das Standardprofil nimmt dabei eine eher distale, zentrale Beckenposition ein, in der durch die flache morphologische Form am Beckengrund mehr Sediment akkumuliert werden kann, als in einer eher proximalen, dem Profil A17 entsprechenden, Hanglage.

#### Korrelation des Profil A30:

Das Profil A30 (siehe Abb.5.9) konnte ebenfalls lithologisch durch den Wechsel von feinkörnigem, mergeligem Kalkstein (Schrambach-Formation) zu einem Sandstein (Roßfeld-Formation) mit dem Profil am Gutratberg korreliert werden (siehe rote Linie in Abb. 6.1). Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werte zeigen erneut einen Negativtrend, der sich mit dem generellen Trend der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve der oberen Schrambach-Formation von 276 m bis 291 m am Gutratberg vergleichen lässt (siehe Abb. 6.1). Der letzte abrupte Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve im Profil A30 wird dabei mit dem Abfall bei Profilmeter 290

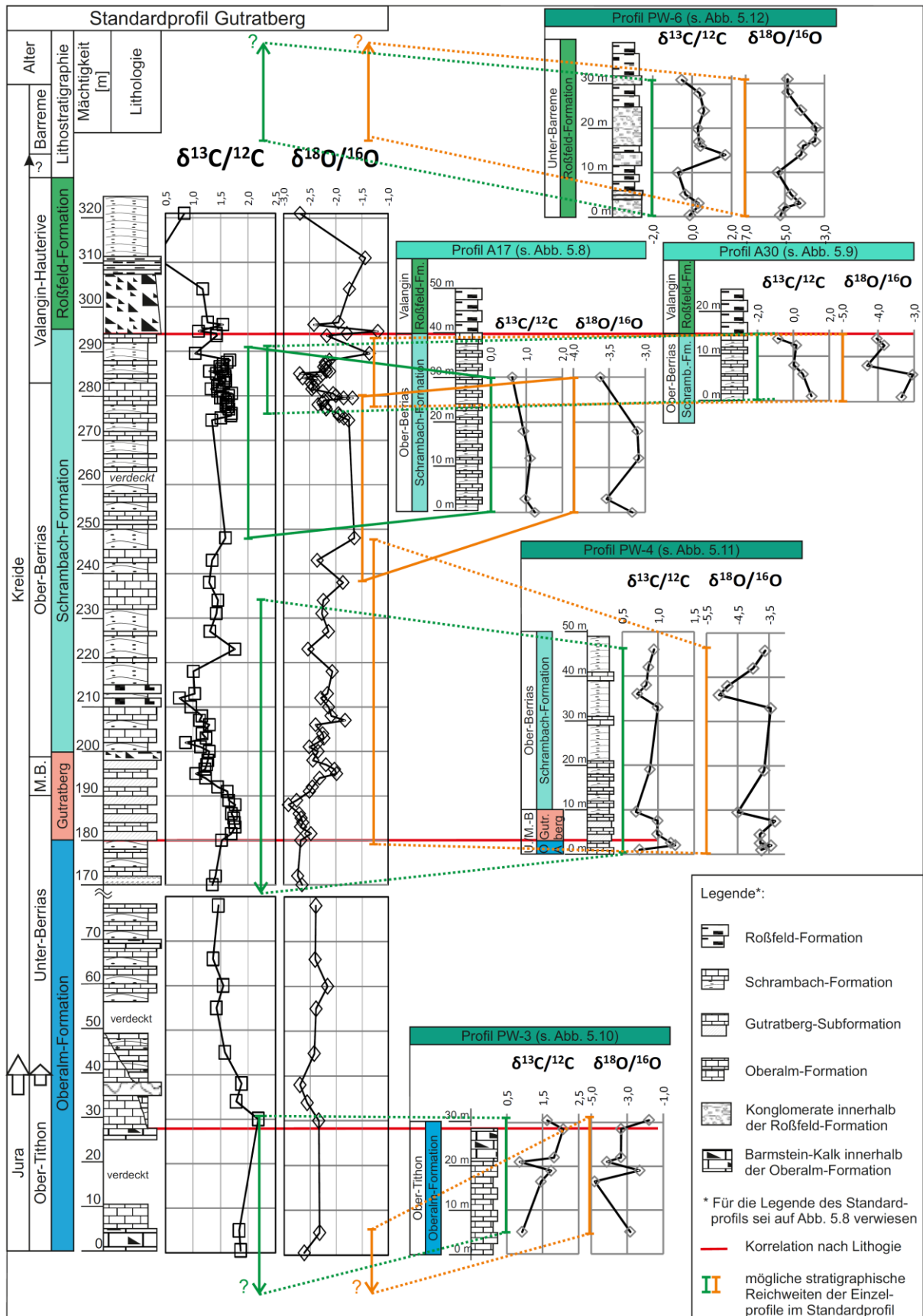


Abb. 6.1: Korrelation der lithologisch vereinfacht dargestellten Einzelprofile A17 (Roßfeld), A30 (Roßfeld), PW-3 (östliche Weitenau), PW-4 (östliche Weitenau) und PW-6 (westliche Weitenau) mit dem Standardprofil des Steinbruchs Gutratberg. Die roten Linien markieren lithologische und (in Profil PW-3 und PW-4) biostratigraphische Korrelationen nach Krise (2012). Grüne ( $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve) und orange ( $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve) Balken markieren die entsprechende stratigraphische Reichweite des jeweiligen Einzelprofils im Standardprofil.

im Standardprofil korreliert. Der Trend der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve im Profil A30 lässt sich ebenfalls mit der Form der Kurve zwischen 278 m und 293 m vergleichen. Der Kalzitgehalt ist bei beiden Kurven mit Werten um 50 % ( $\pm 10$  %) vergleichbar. Die bereits durch die Korrelation des Profils A17 abgeleitete, eher proximale Beckenposition des Roßfelds, wird durch die Korrelation des Profils A30 mit dem Standardprofil, bei der die wahre stratigraphische Reichweite im Standardprofil mit der tatsächlichen Mächtigkeit des Profils beinahe übereinstimmt, weder bestätigt noch widerlegt.

Die Auswertung der chemischen Analyse und der Isotopenanalyse bei den Profilen A17 und A30 brachte zwar keine mit den  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werten des Standardprofils am Gutratberg vergleichbaren Zahlenergebnisse, die Trends in den Kurven sind jedoch durchaus vergleichbar und werden auch durch die lithologische Korrelation der Profile (Wechsel von feinkörnigen, mergeligen, hemipelagischen Kalksteinen der Schrambach-Formation zu den Sandsteinen der basalen Roßfeld-Formation) gestützt. Möglicher Grund für die stark abweichenden Wertebereiche der Profile im Roßfeld und dem Standardprofil am Gutratberg ist die unterschiedliche Beckenposition während der Ablagerung (proximal/distal) und somit unterschiedliche Wassertiefen und Mächtigkeiten (vgl. Profil A17 mit Standardprofil in Abb. 6.1). Zusätzlich werden die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werte durch diagenetische Einflüsse (siehe Diskussion in Kap. 6.2) alteriert. Die lithologischen Unterschiede (Fehlen der grobkörnigen Konglomerate und Brekzien) am Übergang der Schrambach- zur Roßfeld-Formation im Steinbruch Gutratberg und in den Profilen des Roßfelds können durch Deltaschüttungen mit Ausbildung von mehreren Channels (KRISCHE 2012) erklärt werden. Dabei werden im Mündungsbereich (distal am Beckengrund) der Channels Grobklastika abgelagert (Steinbruch Gutratberg) während in proximaleren Bereichen (Hanglage vor dem Mündungsbereich) feinkörnigere Sedimente (Sandsteine im Roßfeld) abgelagert werden bzw. kann angenommen werden, dass in dieser faziellen Position ein Großteil der Sedimentfracht durch den Transport in Channels „vorbeitransportiert“ wird.

### **Weitenau**

In der östlichen Weitenau (siehe Abb. 7.2) wurden 2 Profile (siehe Abb. 5.10: Profil PW-3 und Abb. 5.11: Profil PW-4) lithologisch aufgenommen, beprobt, geochemisch analysiert und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopiekurven erstellt. Für genaue lithologische Beschreibungen und den Verlauf der Kalzit-,  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven sei auf Kapitel 5: Resultate verwiesen. Außerdem konnten die Profile aufgrund bereits bestehender biostratigraphischer Untersuchungen durch KRISCHE (2012) an genau den gleichen Profilen korreliert werden. Durch die biostratigraphisch ermittelten, gesicherten Alter der beiden Profile kann man diese direkt mit den Ergebnissen der entsprechenden Abfolge im Profil am Steinbruch Gutratberg vergleichen.

### **Korrelation des Profil PW-3:**

Das Profil PW-3 (siehe Abb. 5.10) liegt unterhalb der Weitenauer Straße (siehe Abb. 7.2) und zeigt eine Abfolge innerhalb der Oberalm-Formation mit Barmsteinkalklagen. Untersuchungen der Oberalm-Formation mit eingelagerten Barmsteinkalklagen im alten Steinbruch Gutratberg (Ergebnis der chemischen Analyse siehe Anhang: Tab. 1 Abschn. 3) südlich der in Abb. 5.4 bis Abb. 5.8 dargestellten Abfolge zeigen sehr stabil verlaufende  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve verläuft zwischen Profilmeter 10 und 30 bei Werten um 2,25 ‰, bevor sie auf Werte um  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=2,00$  ‰ abfällt und bei Profilmeter 160 bei Werten um  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,60$  ‰ endet. Ähnlich verläuft die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve im Ober-Tithon des alten Steinbruchs Gutratberg. Die Kurve verläuft zunächst relativ stabil um Werte von  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=-2,00$  ‰ und endet bei Profilmeter 160 und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werten um -2,75‰. Dieser insgesamt negative Trend der Kurve im Ober-Tithon des alten Steinbruchs Gutratberg kann im Profil PW-3 nicht erkannt werden. Der positive Trend der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -

Werte im Profil PW-3 kann jedoch mit dem basalen Teil des Standardprofils am Gutratberg verglichen werden (siehe Abb. 6.1). Der Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werte im Standardprofil bei Profilmeter 30 wird mit dem Abfall der Werte im obersten Bereich des Profils PW-3 korreliert. Diese Korrelation wird auch lithologisch mit dem Übereinstimmen der letzten Barmsteinkalklage im Profil PW-3 mit der im Standardprofil bei 25 m auftretenden Barmsteinkalklage bestätigt (siehe rote Linie in Abb. 6.1). Der insgesamt positive Trend der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve in Profil PW-3 kann ebenfalls im Profil des alten Steinbruchs Gutratberg nicht erkannt werden. Im Profil PW-3 fällt die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zunächst auf fast -5,00 ‰ ab bevor sie sich innerhalb der Barmsteinkalke auf Werte um -3,30 ‰ stabilisiert und im obersten Teil bis unter -2,00 ‰ steigt. Der insgesamt positive Trend kann möglicherweise mit dem positiven Trend der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve im untersten Teil des Standardprofils korreliert werden (siehe Abb. 6.1).

Mögliche Gründe für die unsichere Korrelation der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurven im Profil PW-3 könnte eine stratigraphische Position der Abfolge PW-3 zwischen der Abfolge im alten Steinbruch am Gutratberg und dem basalen Teil des Standardprofils sein, die durch die Aufnahmen im Steinbruch Gutratberg nicht erfasst wurden. Die Abfolge im alten Steinbruch Gutratberg wäre demnach älter, die im Standardprofil jünger. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - als auch die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werte im oberen Teil des Profils PW-3 würden mit den Werten im basalen Anteil des Profils am Gutratberg korrelieren. Dafür spricht auch die Lage des Profils in der östlichen Weitenau (siehe Kap. 7: Standortdiskussion), die eine stratigraphisch relativ junge Position des Profils innerhalb der Oberalm-Formation suggeriert, da es im Hangenden des Profils relativ rasch zu Aufschlüssen der Roßfeld-Formation kommt.

#### **Korrelation des Profil PW-4:**

Das Profil PW-4 (siehe Abb. 5.11) bildet in der Weitenau den östlichsten Aufschluss (siehe Abb. 7.2) und zeigt eine Abfolge der Oberalm-Formation mit den Gutratberg-Schichten und einer ca. 38 m mächtigen Abfolge der Schrambach-Schichten. Das Profil hat durch biostratigraphische Untersuchungen durch KRISCHE (2012) eine gesicherte stratigraphische Position und kann daher auch durch den Übergang der Oberalm-Formation zu den Gutratberg-Schichten stratigraphisch korreliert werden (siehe rote Linie in Abb. 6.1).

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve im Profil PW-4 kann hier sehr gut mit den Trends des Standardprofils am Gutratberg verglichen werden (siehe Abb. 6.1). Die Kurve steigt an der Basis der Gutratberg-Subformation an und beginnt sofort wieder abzufallen, was mit dem Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve im Standardprofil innerhalb der gesamten Gutratberg-Subformation zusammenpasst. Auch hier steigt die Kurve an der Basis der Gutratberg-Subformation an und fällt ab Profilmeter 190 stark ab. Im Laufe der Schrambach-Formation erholt sich die Kurve im Profil PW-4 auf Werte um  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,00$  ‰. Bei Profilmeter 36 fällt die Kurve auf  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=0,75$  ‰ und erholt sich dann erneut. Einen ähnlichen Verlauf zeigt die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve vom Profil am Gutratberg (Abb. 5.4 und Abb. 6.1). Der Peak bei 33 m im Profil PW-4 wird mit dem Peak bei 223 m im Standardprofil korreliert. Die Form der Kurve lässt sich hier zwar recht gut vergleichen, die Werte der Kurve sind jedoch um ca. 0,50 ‰ erniedrigt (Diskussion möglicher Gründe siehe oben: Korrelation der Profile vom Roßfeld).

Die Trends der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve können ebenfalls mit der Kurve des Standardprofils verglichen werden (siehe Abb. 6.1). Der Anstieg innerhalb der Gutratberg-Subformation kann mit dem Anstieg im Standardprofil zwischen 190 m und 200 m korreliert werden. Der Abfall und erneute Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve des Profils PW-4 kann mit dem Verlauf der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zwischen 240 m und 250 m im Standardprofil korreliert werden. Die relativ erniedrigten  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werte können möglicherweise erneut mit unterschiedlichen diagenetischen Bedingungen (Diskussion siehe Kap.

6.2) erklärt werden. Die Kalzitgehalte des oberen Teils des Profils mit Werten um 60 % CaCO<sub>3</sub> sind den Kalzitgehalten der Schrambach-Formation im Profil am Gutratberg ähnlich.

Die Mächtigkeitsunterschiede zwischen dem Profil PW-4 und der entsprechenden stratigraphischen Reichweite im Standardprofil lassen sich erneut durch unterschiedliche Beckenpositionen (Standardprofil Leube distal, PW-4 bzw. gesamte Weitenau intermediär) erklären. Das Standardprofil nimmt dabei eine eher distale, zentrale Beckenposition ein, in der durch die flache morphologische Form am Beckengrund mehr Sediment akkumuliert werden kann, als in einer eher proximalen, in dem Falle intermediären, zwischen dem Ablagerungsraum des Roßfelds (proximal) und dem Ablagerungsraum des Gutratberg (distal) gelegenen Beckenposition.

Ein kürzerer Probenabstand würde auch den Fehler einzelner Proben verringern und möglicherweise insgesamt größere Übereinstimmungen hervorbringen. Leider ist das Profil durch einen dichten Steinschlagschutzzaun verhängt, was eine Probennahme fast unmöglich macht und der Grund für die kleine Anzahl von Proben ist.

#### **Korrelation des Profil PW-6:**

In der westlichen Weitenau wurde das Profil PW-6 (siehe Abb. 5.14) lithologisch aufgenommen, beprobt, geochemisch analysiert und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - Isotopiekurven erstellt. Das Profil PW-6 liegt nordwestlich vom Gehöft Bachbauer an der Gabelung der Forststraße (siehe Abb. 7.4). Die stratigraphische Einteilung erfolgte nach KRISCHE (2012), der das Profil der konglomeratischen Roßfeld-Formation zeitlich im Unter-Barreme sieht. Die jüngsten Teile des Vergleichsprofils am Gutratberg sind jedoch maximal im Hauterive anzusiedeln, was einen Vergleich der beiden Profile nicht sinnvoll macht. Die stratigraphische Position des Profils ist in Abb. 6.1 im Hangenden des Standardprofils angedeutet. Für genaue lithologische Erläuterungen der Abfolge, des Verlaufs der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopiekurven sowie des Kalzitgehaltes sei auf Kapitel 5 verwiesen.

#### **Ergebnis der Profilkorrelation**

Durch die Profilkorrelation (siehe Abb. 6.1) konnte gezeigt werden, dass die Korrelation von Profilen in unterschiedlichen Ablagerungsräumen und somit auch in unterschiedlicher geographischer Position durch den Vergleich von biostratigraphischen, geochemischen und lithologischen Untersuchungen sowie durch den Vergleich von Isotopiedaten erfolgreich durchgeführt werden konnte. Insbesondere der Vergleich der Isotopentrends brachte Neuerkenntnisse über die wahren stratigraphischen Reichweiten der Einzelprofile in dem Standardprofil Gutratberg, womit Rückschlüsse auf die paläogeographische Position der unterschiedlichen Ablagerungsräume gezogen werden können: Faziell nimmt dabei der Ablagerungsraum des Profil am Gutratberg eine distale, die Weitenau eine intermediäre und das Roßfeld eine proximale, jedoch durch Channelsedimentation (vgl. KRISCHE 2012, KRISCHE et al. 2014) geprägte, Position ein. Durch den Vergleich der Isotopentrends des Roßfelds mit dem Standardprofil wird ersichtlich, dass am Gutratberg im gleichen Zeitraum wesentlich höhere Mächtigkeiten abgelagert wurden als am Roßfeld (vgl. wahre stratigraphische Reichweiten der Profile am Roßfeld im Standardprofil in Abb. 6.1). Grund dafür ist die wesentlich flachere Topographie des Beckens in distalen Positionen und damit die Fähigkeit höhere Sedimentmächtigkeiten zu akkumulieren als an einer proximaleren, durch eine geneigte Topographie (Hanglage) geprägten Position. Des Weiteren muss in einer solchen Position mit Sedimenttransport durch mud-/mass-flows in verzweigten Channelsystemen gerechnet werden, wobei ein Großteil der Sedimentmasse an der faziellen Position des Roßfelds „vorbeitransportiert“ und in distaler Position an der Channelmündung (am Übergang des Hanges zum Beckenzentrum) abgelagert wird.

Durch die Ergebnisse der Profilkorrelation können auch Rückschlüsse auf die geologische Eignung eines Standorts für einen neuen Steinbruch zur Gewinnung von Zementrohstoffen gezogen werden.

Gleichzeitig können zwei, im Vorhinein zunächst scheinbar geeignete potentielle Gewinnungsgebiete, als Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden. In der westlichen Weitenau zeigt die Profilkorrelation ein zu hohes stratigraphisches Niveau an. Hier kann nicht mit dem Auftreten der Schrambach- und Oberalm-Formation im Liegenden innerhalb durch Abbautätigkeiten erreichbare Tiefen gerechnet werden. In der zentralen Weitenau ließ die Aufschlusssituation keine Profilaufnahme zu. Eine zuverlässige Aussage über die geologische Eignung dieses Gebiets ist daher nicht möglich. Geologisch gesehen ist nur am Roßfeld, durch die Profile A17 und A30, sowie in der östlichen Weitenau, durch die Profile PW-3 und PW-4, eine, dem Gutratberg ähnliche komplette Schichtfolge, bestehend aus Oberalm-Formation mit Gutratberg-Subformation, Schrambach- und Roßfeld-Formation, zu erwarten.

## 6.2 Paläoklimatologische und sequenzstratigraphische Diskussion und Interpretation der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenkurven des Profils im Steinbruch Gutratberg

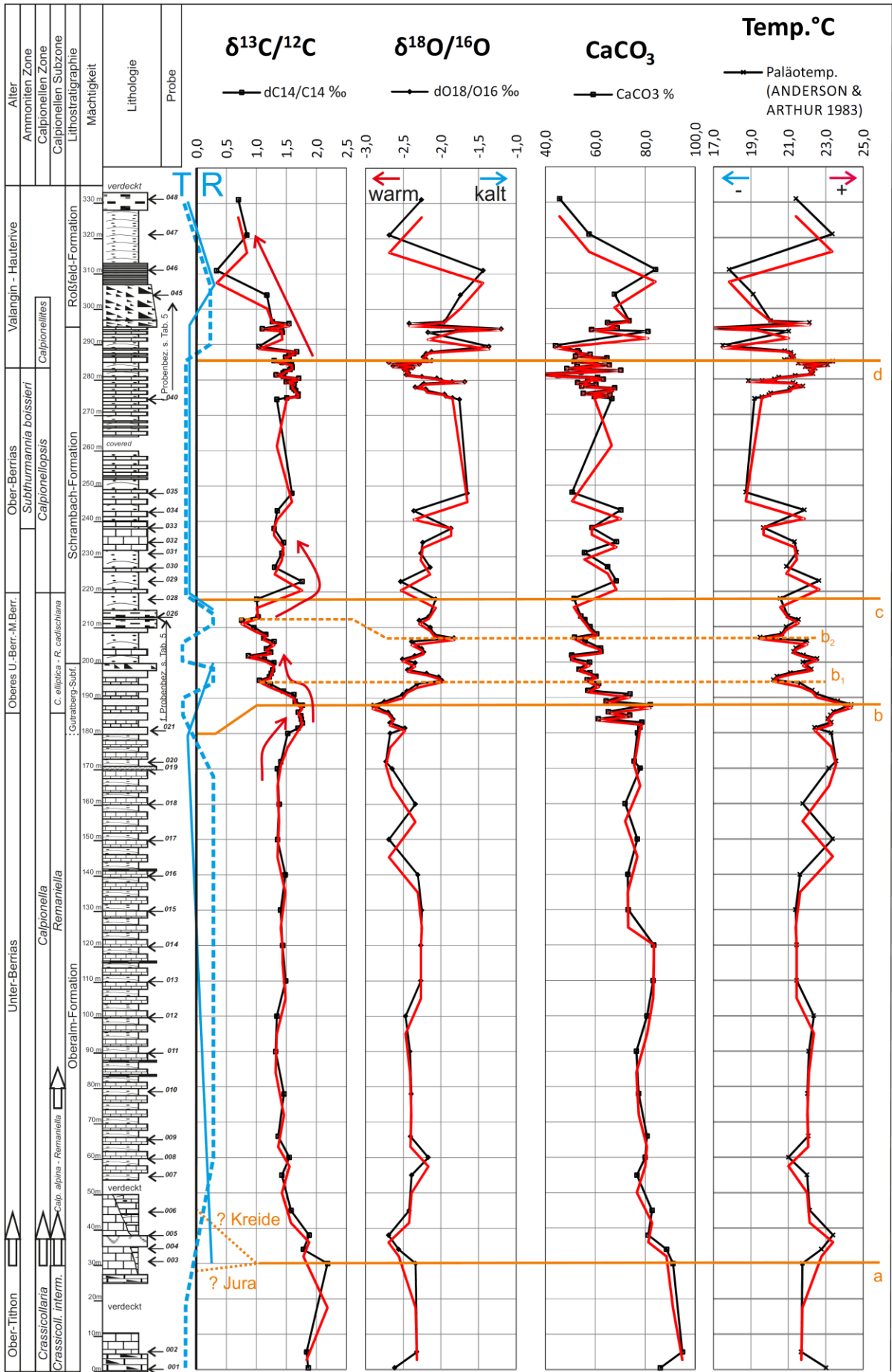
Durch die Neuuntersuchungen am Profil im Steinbruch Gutratberg in Kombination mit den vorhergegangenen umfassenden lithologischen, biostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchungen durch KRISCHE (2012) und KRISCHE et al. (2013a) lassen sich Neuerkenntnisse über die geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen, mögliche paläoklimatologische Auslöser und sequenzstratigraphische Folgen diskutieren. Das Profil am Gutratberg liefert insbesondere im obersten Ober-Tithon, im gesamten Berrias und im Unter-Valangin eine hochaufgelöste  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurve, die mithilfe der biostratigraphischen Ergebnisse aus KRISCHE (2012) korreliert und mit geochemischen (RFA, RDA) Untersuchungen erweitert wurden. Des Weiteren wurde versucht aus dem  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis nach der Gleichung von EPSTEIN et al. (1953) und CRAIG (1965), verändert nach ANDERSON & ARTHUR (1983), Paläotemperaturen abzuleiten. Diese Gleichung drückt im Wesentlichen die Sauerstoffisotopenkonfiguration (VPDB) des Kalzits ( $\delta c$ ) aus, welche direkt mit der Sauerstoffkomposition (VSMOW) des Meerwassers ( $\delta w$ ) in Verbindung steht:

$$\text{Paläotemperatur (}^\circ\text{C)} = 16,0 - 4,14 \times (\delta c - \delta w) + 0,13 \times (\delta c - \delta w)^2$$

Für  $\delta w$  wurde ein, auch in der Literatur oft verwendeter, Wert von -1,00 ‰ VSMOW für eine eisfreie, postjurassische Zeit gewählt (SHACKLETON & KENNETT 1975, LECUYER & ALLEMANT 1999). Generell führen niedrigere  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse zu höheren Paläotemperaturen. Die Verwendung dieser Formel und des angenommenen Wertes für  $\delta w$  ist jedoch nur eine grobe Annäherung an die tatsächliche Ablagerungstemperatur. Der  $\delta w$ -Wert des Meerwassers kann in flachen epikontinentalen Meeren, wie wir für diesen Ablagerungsraum annehmen (siehe Kap. 3 Geologischer Überblick), im Vergleich zum offenen Ozean um  $\pm 2,00$  ‰ oder mehr (z.B. ROHLING 2007) variieren. Eine Änderung des angenommenen Wertes  $\delta w$  um beispielsweise 1 ‰ bedingt jedoch schon eine Änderung der berechneten Temperatur um  $\sim 4^\circ\text{C}$ . Die Verwendung von Gesamtgesteinsanalysen ist ebenfalls als problematisch anzusehen. Grund dafür ist eine mögliche Alteration des ursprünglichen, d.h. zum Zeitpunkt der Ablagerung gespeicherten,  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerts durch diagenetische Umwandlungen und Rekristallisierungen während der Lithifikation. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte werden generell durch erhöhte Temperatur während der Diagenese erniedrigt, was erhöhte Paläotemperaturen bedingt (ZÁK et al. 2011). Daher sind diese berechneten Temperaturen nur als das obere Limit einer möglichen Ablagerungstemperatur zu verstehen (ZÁK et al. 2011).

Das Profil in Abb. 6.2 zeigt die Lithologie und Biostratigraphie (nach KRISCHE 2012) des zusammengestellten Profils am Gutratberg. Für genaue lithologische Ergebnisse sei auf Kapitel 5: Resultate verwiesen.





Legende:		Mergel		Hornsteinlagen
		gebankter Kalkstein		Turbidit
		Barmsteinkalk		Brekzie
		Brekzie (Tonflatschenbrekzie)		Sandstein
		Gutrathberg Schichten		

Abb. 6.2: Seite 51: Lithologisches Gesamtprofil des Steinbruch Gutratberg mit  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurven, Kalzitgehalte und berechnete Paläotemperaturen nach EPSTEIN et al. (1953) und CRAIG (1965), verändert nach ANDERSON & ARTHUR (1983). Blaue Linie: Sequenzstratigraphische Interpretation nach KRISCHE (2012) verändert nach GRADSTEIN et al. (2004). Unterbrochene blaue Linie Sequenzstratigraphische Interpretation nach den neuen Ergebnissen. T: Transgression R: Regression. Linie a,b,c,d: Korrelation der einzelnen Kurven zu einander. Seite 52: Legende des Gesamtprofil Steinbruch Gutratberg.

Die Diagramme sind jeweils mit einer Trendlinie, die sich aus dem Mittelwert zweier Datenpunkte ergibt, ergänzt, um eine leichte Glättung der Kurven zu erreichen. Zusätzlich wurde die sequenzstratigraphische Interpretation (GRADSTEIN et al. 2004, verändert nach KRISCHE 2012) nach den lithologischen und faziellen Ergebnissen aus KRISCHE (2012) (blaue Linie, siehe Abb. 6.2) sowie die sequenzstratigraphische Interpretation der neuen Erkenntnisse (unterbrochene blaue Linie, siehe Abb. 6.2) als Vergleichskurve, rechts neben dem lithologischen Profil, geplottet. Die orangen Linien dienen der Korrelation der einzelnen Peaks. Ausgehend von dem  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverlauf kann die Abfolge in 4 Abschnitte (siehe Abb. 6.2: Linie a, b, c, d; Abschnitte: a-b, b-c, c-d, d) unterteilt werden. Die einzelnen Abschnitte können dann mit dem Verlauf der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve und der damit in Zusammenhang stehenden Temperaturkurve korreliert (siehe Abb. 6.2: Linie a, b, c, d) werden.

In der Literatur findet sich eine große Anzahl an veröffentlichten  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurven des Ober-Jura und/oder der Unter-Kreide (z.B.: AMODIO et al. 2008, BARSKOV & KIYASHKO 2000, BARTOLINI et al. 1996, BODIN et al. 2009, DROMART et al. 2003, FÖLLMI et al. 1994, FÖZY et al. 2010, GRÖCKE et al. 2003, JENKYN 1996, LOUIS-SCHMID et al. 2007, MCARTHUR et al. 2004, 2007, MICHALÍK et al. 2009, 2012, NUNN & PRICE 2010, NUNN et al. 2009, PADDEN et al. 2002, PODLAHA et al. 1998, PRICE & ROGOV 2009, PRICE et al. 2000, ROGOV & PRICE 2010, RUFFELL et al. 2002, TREMOLADA et al. 2006, VEIZER et al. 1999, WEISSERT & CHANNELL 1989, WEISSERT & ERBA 2004, WEISSERT & LINI 1991, WEISSERT & MOHR 1996, WEISSERT et al. 1998, ZAKHAROV et al. 2005, ZÁK et al. 2011) als auch Arbeiten über Magnetostratigraphie an der Jura/Kreide-Grenze von GRABOWSKI (2011) sowie GRABOWSKI et al. (2013). Besonders erwähnenswert sind die diversen, oben genannten, Arbeiten in den Südalpen von Helmut Weissert, insbesondere aber: WEISSERT & LINI (1991) bzw. WEISSERT et al. (1998) in der die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenkurven aus WEISSERT & CHANNELL (1989), WEISSERT et al. (1985), LINI et al. (1992) bzw. CHANNELL et al. (1993) zu einem Gesamtprofil vom Ober-Kimmeridge bis zum Unter-Alb zusammengefasst wurden und WEISSERT & ERBA (2004) mit einer Zusammenfassung der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven (Oxford – Alb) aus: WEISSERT & CHANNELL (1989), CHANNELL et al. (1993), ERBA et al. (1999), HERRLE (2002) UND PADDEN et al (2002). Aus den Nördlichen Kalkalpen sind bisher keine  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurven bekannt. In Abb. 6.3 ist die Korrelation der Ergebnisse ( $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve) dieser Arbeit mit den vorher genannten Kurven dargestellt.

WEISSERT & CHANNELL (1989, auch in WEISSERT & LINI 1991) untersuchten  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverläufe über die Jura/Kreide-Grenze an 4 pelagisch, karbonatischen Profilen in den Südalpen. Dabei stellten sie einen Abfall des  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werts im Kimmeridge bis Unter-Tithon von  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=2,07\text{‰}$  ( $\pm 0,14\text{‰}$ ) auf Werte des Ober-Tithon/Berrias von  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,26\text{‰}$  ( $\pm 0,16\text{‰}$ ) fest. Begründet wird der Abfall mit Veränderungen in der Produktion von Kalzit und Silikat im Tethysraum, einem Abfall der CCD und geringerer Produktion von organischem Kohlenstoff  $C_{\text{org}}$  aufgrund erniedrigten Nährstoffeintrags, bedingt durch trockeneres Klima, weniger Niederschläge, herabgesetzte Verwitterung und damit

geringerer Lösung und Eintrag von Alkalien (WEISSERT & CHANNELL 1989). Nach WEISSERT (1989) können im Allgemeinen erhöhte  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werte mit einer globalen Intensivierung von Nährstoffkreisläufen und Materialtransport, ausgelöst durch erhöhte Gehalte an  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre (kontrolliert durch vulkanische Aktivität und erhöhten Spreadingraten in der ozeanischen Kruste) in Verbindung gebracht werden. Erhöhte  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werte sind demnach das Ergebnis von erhöhten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Werten, dadurch erhöhten globalen Durchschnittstemperaturen, welche erhöhte Verdunstungsraten bedingen, die in weiterer Folge Niederschlag und Verwitterungsraten erhöhen und damit die Menge der in Ozeane eingetragenen Nährstoffe. Erhöhtes Angebot von Nährstoffen steigert die Produktion von organischem C (WEISSERT & CHANNELL 1989, WEISSERT & LINI 1991, WEISSERT & MOHR 1996, WEISSERT et al. 1998, WEISSERT & ERBA 2004).

Die in WEISSERT & ERBA (2004) präsentierte zusammengesetzte  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve suggeriert einen langsamen Abfall der während des Tithons und relativ stabile Werte im Berrias. Die neuen Daten aus dem Profil am Gutratberg zeigen ein etwas abweichendes, aber nicht gänzlich anderes Bild (siehe Abb. 6.3). Hier kommt der Abfall von den relativ stabilen Bedingungen bei  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Werten um 2,00 ‰ im Tithon zu  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werten um 1,50 ‰ im fast gesamten Berrias genau an der Jura/Kreide-Grenze und der Einschaltung der Tonflatschenbrekzie zu liegen. Dieser Abfall korreliert mit dem Abfall des Kalzitgehaltes auf Werte um 80 % und einem Wechsel in der Lithologie von rein hemipelagischen Kalken der Oberalm-Formation in Wechsellagerung mit Barmsteinkalken zu grünlichen Kalken mit Mergelzwischenlagen. Dieser Abfall kann durch eine vermehrte Verdünnung bei gleichbleibender Karbonatproduktion durch Siliziklastika oder durch eine Abnahme der Karbonatproduktion erklärt werden. JONES & JENKYN (2001) stellten im Ober-Tithon steigende  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Werte fest, die möglicherweise erhöhte Verwitterungsraten am Festland erkennen lassen (WEISSERT & MOHR 2004) und eine Verdünnung des Karbonats wahrscheinlich machen. Eine Überlappung beider Effekte, d.h. eingeschränkte Karbonatproduktion durch erhöhten siliziklastischen Eintrag kann nicht ausgeschlossen werden. Im weiteren Verlauf bleibt die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve während des gesamten Unter-Berrias konstant. KRISCHE (2012) stellte in diesem Abschnitt ebenfalls keine lithologischen und mikrofaziellen Veränderungen fest. Flachwasserbioklasten, die während des Ober-Tithons noch in großen Mengen in Form der Barmsteinkalke anfielen, treten nicht mehr auf (KRISCHE 2012). Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve bleibt in diesem Bereich ebenfalls konstant. Der von WEISSERT & CHANNELL (1989) beobachtete Abfall der Werte auf  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,26$  ‰ ( $\pm 0,16$  ‰) im Berrias wird in den neuen Daten erst nach der Ablagerung der Gutratberg-Subformation erreicht. Die Ergebnisse aus WEISSERT & ERBA (2004) korrelieren mit dem Abfall der neuen  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve während der Ablagerung der Gutratberg-Subformation und der basalen Schrambach-Formation. Zuvor zeigt aber die neue  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve mit dem Einsetzen der Gutratberg-Subformation eine positive Exkursion auf Werte um  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,75$  ‰. Auch diese positive Exkursion liegt innerhalb des Wertebereiches aus WEISSERT & ERBA (2004, siehe Abb. 6.3). Dieser Anstieg korreliert mit dem Tiefpunkt der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve und dem daraus resultierenden relativen Temperaturanstieg (siehe Abb. 6.2: Linie b) gegenüber dem Unter-Berrias. Gleichzeitig springt der Kalzitgehalt zwischen Werte um 60 % und 80 %, bevor er sich unter 60 % einpendelt und somit den Negativtrend seit der Jura/Kreide-Grenze fortsetzt. FÖLLMI et al. (1994) korrelierten erhöhte  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse mit Wachstumskrisen in Karbonatplattformen im Unter-Valangin bis Unter-Hauterive, Mittel-Hauterive, Ober-Hauterive bis Unter-Barreme und Ober-Apt. KRISCHE (2012) interpretiert die Gutratberg-Subformation als Ertrinkungssequenz der Plassen-Karbonatplattform im oberen Unter-Berrias. GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2010) sehen die Ursache für das Ertrinken in einem sich zu extensionalem Charakter änderendem tektonischen Regime und dadurch hervorgerufener erhöhter Subsidenz im Ober-Berrias. Nach KRISCHE (2012) wird das

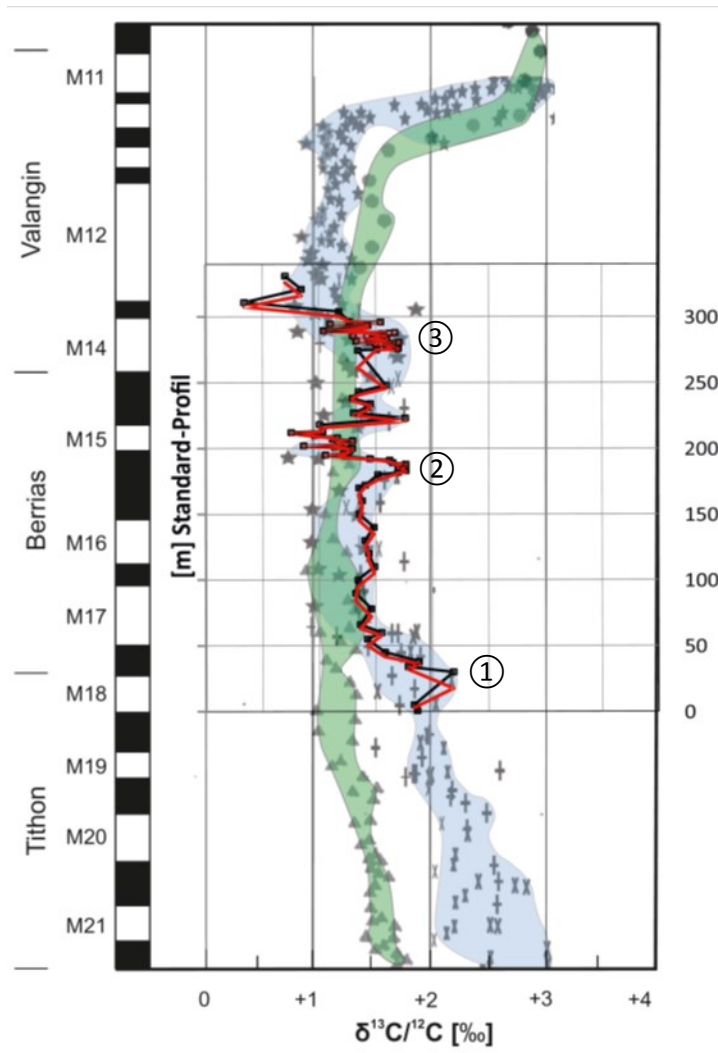


Abb. 6.3: Vergleich der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve des Standardprofils (rot/schwarze Kurve) mit zugehörigen Profilmeter mit der Magnetostratigraphie nach WEISSERT (1985) und Ergebnissen der C-Isotopie aus: **1**) WEISSERT & LINI (1991) mit Datenpunkten aus: WEISSERT & CHANNELL (1989), LINI et al. (1992) - **grüner Kurvenbereich.** **2**) WEISSERT & ERBA (2004) mit Datenpunkten aus: WEISSERT & CHANNELL (1989), CHANNELL et al. (1993), PADDEN et al. (2002) - **blauer Kurvenbereich.** Die Ergebnisse aus dieser Arbeit korrelieren sehr stark mit den Ergebnissen aus WEISSERT & ERBA (2004). Die Zugehörigkeit der einzelnen Datenpunkte zu den jeweiligen Autoren wurde in der Publikation jedoch nicht ausgewiesen. Die drei Hauptexkursionen der neuen  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve in den Nördlichen Kalkalpen treten im Allgemeinen auch in den in WEISSERT & ERBA (2004) zusammen-gefassten Profilen in den Südalpen auf: Der Abfall der Kurve ab der Jura/Kreide Grenze (①-Profilmeter 30-40), der sprunghafte Abfall während der als Ertrinkungssequenz interpretierten Ablagerung der Gutratberg-Subformation (②-Profilmeter 180-200) und der Abfall im untersten Valangin der zu Ablagerung der Roßfeld-Formation führt (③-Profilmeter 285-300).

Einsetzen der Gutratberg-Subformation mit einem Meeresspiegelhochstand (siehe stratigraphische Interpretation nach KRISCHE 2012 in Abb. 6.2) gleichgesetzt. Mit den neuen Daten lässt sich ein weiterer Aspekt hinzufügen. Die positive Exkursion der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve wird nach WEISSERT (1989), WEISSERT & LINI (1989), WEISSERT & MOHR (1996), WEISSERT et al. (1998) mit dem Anstieg von atmosphärischen  $\text{CO}_2$  in Verbindung gebracht. Eine dadurch bedingte Erhöhung der Temperatur korreliert mit den Ergebnissen der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie (siehe Abb. 6.2). Eine kurzzeitige, eventuell regional begrenzte Beschleunigung der Stoffwechselkreisläufe, ein dadurch erhöhter Sedimenteintrag und beeinträchtigte Karbonatproduktion in Kombination mit den von GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2010) veröffentlichten Ergebnissen erhöhter Subsidenz komplettieren das Bild der im oberen Unter-Berrias bis in das Mittel-Berrias ertrunkenen Plassen-Karbonatplattform. Ob es sich dabei um ein tatsächliches Ende der Karbonatproduktion ab dem Mittel-Berrias handelt und nach einer Schichtlücke die Sedimente der Schrambach-Formation abgelagert werden oder ob die Plattform während des Ober-Berrias weiterhin kontinuierlich, jedoch durch erhöhten siliziklastischen Eintrag bereits eingeschränkt, weiterwächst (vgl. KRISCHE et al. 2013a) bleibt zunächst ungeklärt. Nach GAWLICK et al. (2008) wird durch das Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform der Weg über die Schelfkante für Siliziklastika in den nördlich davon gelegenen Ablagerungsraum des Oberalm-/Roßfeld-Beckens frei. Die Neuerkenntnisse führen auch zu einer etwas abgeänderten sequenzstratigraphischen Interpretation während des Unter-Berrias (siehe Abb. 6.2: unterbrochene blaue Linie). Der Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve an der Jura/Kreide-Grenze markiert den Übergang von

einem transgressiven System zu einer über lange Zeit stabilen Regression bzw. zu stagnierenden, aber relativ niedrigen Meeresspiegel. Der von KRISCHE (2012) und GRADSTEIN et al. (2004) interpretierte langsame Übergang von einer Regression zu einer Transgression kann nicht bestätigt werden. Die Tatsache, dass im Unter-Berrias auch der Anteil der Silikate im Gestein steigt, stützt die Annahme eines regressiven Systems, das eingetragenen Silikaten aus dem Hinterland erlaubt, weiter über den Schelfrand hinaus transportiert zu werden und kann mit steigendem Meeresspiegel weniger gut in Einklang gebracht werden. Vielmehr ist durch den steilen Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve und Abfall der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve (Temperaturanstieg!) im obersten Unter-Berrias ein schneller Meeresspiegelanstieg anzunehmen, der mit den vorher diskutierten Faktoren (Subsidenz und erhöhter Eintrag von Siliziklastika) zu einem Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform führte. Aus diesen Gründen wird auch angenommen, dass die Plassen-Karbonatplattform im obersten Unter-Berrias und untersten Mittel-Berrias endgültig ertrinkt und es zu keinem weiteren (eingeschränktem) Wachstum im Ober-Berrias (vgl. KRISCHE et al. 2013a) kommt.

Im weiteren Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve kommt es während der Ablagerung der Gutratberg-Subformation zu einem signifikanten Abfall (siehe Linie b-b<sub>1</sub> in Abb. 6.2). Die Werte erreichen nun die von WEISSERT & CHANNELL (1989) bzw. WEISSERT & LINI (1991) beobachteten Werte für das Berrias  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=1,26\text{ ‰}$  und korrelieren auch mit dem Wertebereich der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve aus WEISSERT & ERBA (2004, siehe Abb. 6.3). Nach WEISSERT (1989) kann ein solcher Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve wiederum mit fallenden CO<sub>2</sub> Gehalten der Atmosphäre und damit sich verlangsamenden Stoffwechselkreisläufen und verringerter C-Produktion erklärt werden (siehe oben). Der Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve korreliert mit dem Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve und einem daraus resultierenden relativen Temperaturabfall um mehr als 4°C. Auch der Kalzitgehalt fällt in diesem Zeitraum auf Werte unter 60 %, wo er sich bis ins Ober-Berrias stabilisiert.

KRISCHE (2012) korreliert die Ablagerung der obersten Gutratberg-Subformation bzw. der Basis der Schrambach-Formation mit einem tektonischen Einfluss. Durch die neuen Daten kann die Entwicklung nun als kurzzeitiger, zweimaliger Wechsel von einem transgressiven zu einem regressiven System ohne tektonischen Einfluss interpretiert werden. Der oben beschriebene Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve und gleichzeitige Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve (Temperaturabfall!) bei Profilmeter 195 (siehe Abb. 6.2) wird als Wechsel vom transgressiven zum regressiven System interpretiert der zur Ablagerung der turbiditischen Brekzie bei Profilmeter 200 führt. Gleichzeitig kann ein Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve und ein Abfall der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve (Temperaturanstieg!) beobachtet werden, der mit einem erneut steigenden Meeresspiegel interpretiert wird. Direkte Folge dieses Anstieges ist die Ablagerung der ersten 10 m der Schrambach-Formation mit feinkörnigem Mergel der gut mit relativ erhöhtem Meeresspiegel in Einklang gebracht werden kann. Die darauf folgenden, verkieselten, gröberen, turbiditischen Kalksandsteine (vgl. BOOROVÁ et al. 1999, KRISCHE & GAWLICK 2010) bei Profilmeter 210 können wiederum mit einem relativ erniedrigten Meeresspiegel korreliert werden, was durch den deutlichen Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve bei Profilmeter 208 (Temperaturabfall!) und dem etwas verzögerten Abfall der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve bei Profilmeter 211 (siehe Linie b<sub>2</sub> in Abb. 6.2) sowohl durch die Isotopiedaten als auch lithologisch plausibel erscheint. Ein erniedrigter Meeresspiegel könnte die Ablagerung bzw. Resedimentation von noch vorhandenem Flachwasserbiodetritus (z.B. von einer eventuell bestehenden Karbonat-Rampe am Rand des Hintergebirges) in der Nähe des Beckenrandes bedingen, der am Ende turbiditisch in den Ablagerungsraum eingebracht wird und in Form der Kalksandsteine vorliegt. Nach KRISCHE & GAWLICK (2010) handelt es sich bei den Kalksandsteinen um allodapische Kalke, d.h. Riffschuttsedimente, die entweder ein Indiz für ein nicht vollständiges Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform im Unter-Berrias und fortgesetzter Karbonatproduktion (siehe oben, vgl. KRISCHE et al. 2013a) sind oder eine

sich weiter im Hinterland im obersten Mittel-Berrias neu entwickelnde Flachwasserplattform (vgl. Munella-Karbonatplattform: SCHLAGINTWEIT et al. 2008, 2012) anzeigen. Angesichts der Ergebnisse, die ein endgültiges Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform aufgrund des Zusammenspiels von erhöhter Subsidenz, erhöhtem Eintrag von Siliziklastika und einem Meeresspiegelanstieg wahrscheinlich machen, ist letzteres Szenario aus jetziger Sicht wahrscheinlicher und damit ein weiteres Indiz für eine sich im obersten Mittel-Berrias neu entwickelnde Flachwasserplattform gefunden.

Im weiteren Verlauf erholt sich die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve wieder. Der Kalzitgehalt schwankt sehr stark, zeigt jedoch weder einen positiven noch einen negativen Trend. Erneut kann die Kurve gut mit den Ergebnissen bzw. dem Wertebereich der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve aus WEISSERT & ERBA (2004) korreliert werden (siehe Abb. 6.3). Die globale Meeresspiegelkurve nach GRADSTEIN et al. (2004) zeigt in diesem Bereich eine Transgression bis ins höchste Ober-Berrias, die ab dem Unter-Valangin in eine Regression übergeht. Die neuen Daten bestätigen den Übergang von einer Regression zu einer Transgression im Mittel-Berrias (siehe Linie c in Abb. 6.2): Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve erholt sich erneut und die aus der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve abgeleiteten Temperaturen sind in dem Zeitraum (Linie c) höher als während der Ablagerung der Gutratberg-Subformation, was zu dem erneuten Meeresspiegelanstieg führen kann.

Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve zeigt am Übergang des Ober-Berrias zum Unter-Valangin keine erwähnenswerten Exkursionen. Insgesamt kann jedoch von einem negativen Trend gesprochen werden. Ein solcher Trend kann zwar in den  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurven in WEISSERT & LINI (1991) oder WEISSERT & ERBA (2004) nicht erkannt werden, der Wertebereich der neuen Daten überschneidet sich jedoch mit den Datenpunkten beider Kurven (siehe Abb. 6.3). Die  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve zeigt am Übergang des Ober-Berrias ins Unter-Valangin eine negative Exkursion auf Werte  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O} < -2,50 \text{ ‰}$  bevor sie wieder ansteigt (siehe Linie d in Abb. 6.2). KRISCHE (2012) konnte biostratigraphisch das Ablagerungsalter (Valangin-Hauterive nach PICHLER 1963, PLÖCHINGER 1968, TOLLMANN 1985, WEIDICH 1990, HRADECKÁ 2003) der im Steinbruch Gutratberg auf die Schrambach-Formation folgenden Konglomerate und Brekzien bzw. Olistholithe (siehe Kap. 5 Resultate: Profil 5.6 und 5.7) der Roßfeld-Formation nur über den Vergleich mit einem Profil in Bad Ischl weiter mit Ober-Valangin konkretisieren. Das bedeutet, dass die Ablagerung zeitversetzt zum Meeresspiegeltiefstand im höchsten Unter-Valangin nach GRADSTEIN et al. (2004) beginnt. Die  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve setzt während der Ablagerung der basalen Roßfeld-Formation den negativen Trend fort und zeigt nur eine negative Exkursion im Bereich der dünnbankigen Sandsteine über den Brekzien. Positive Exkursionen der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve und die daraus abgeleiteten relativ erniedrigten Temperaturen korrelieren jedoch nicht mit dem Meeresspiegeltiefstand im obersten Unter-Valangin (GRADSTEIN et al. 2004). Generell wird zwar die Theorie einer kurzzeitigen Abkühlung und Ablagerung von Grobklastika im distalen Bereich des Oberalm-/Roßfeld-Beckens (GAWLICK et al. 2008) durch die Isotopenkurven bestätigt, jedoch im Gegensatz zu der sequenzstratigraphischen Interpretation nach GRADSTEIN et al. (2004, siehe Abb. 6.2) kann von einem bereits ab der Grenze Ober-Berrias/Unter-Valangin einsetzenden Meeresspiegelabfall (siehe Linie d in Abb. 6.2) ausgegangen werden, der durch den Abfall der Paläotemperatur bei Profilmeter 285 korreliert wird. Dieser Abfall stimmt auch mit dem in WEISSERT & ERBA (2004) präsentierten Wertebereich der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve überein. Außerdem kann diese Interpretation auch besser mit dem darauffolgenden, etwas zeitversetzten, Einsatz der Grobklastika der Roßfeld-Formation in Einklang gebracht werden. Die neuen Daten aus den Nördlichen Kalkalpen liefern somit ein, im Vergleich zu den bis heute bekannten Kurven aus den Südalpen, verfeinertes und auch lithologisch stimmiges Modell für die abrupt einsetzende Ablagerung der Roßfeld-Formation. Lithologisch folgt über den Grobklastika ein Verfeinerungstrend mit Sandsteinen, Kieselkalken und Kieselmergeln, was mit einem dem erneuten Meeresspiegelanstieg bei Profilmeter 305 nach KRISCHE (2012) bzw. GRADSTEIN et al. (2004) korreliert werden kann.

## 7 Standortbewertung

Nach Studie der geologischen Karte, Blatt 94 Hallein (PLÖCHINGER 1987, 1990), und aus dem Gespräch vom 12.Juni.2012 mit dem Auftraggeber der Firma LEUBE Baustoffe GmbH kristallisierten sich unter Berücksichtigung aller Kriterien zunächst drei Gebiete heraus:

- Das Roßfeld westlich der Salzach bei Kuchl zwischen Gamp im Norden und Wenger im Süden
- Die Weitenau nordöstlich von Golling zwischen Strubau im Osten und dem Lienbachschmied im Westen. In weiterer Folge wurde die Weitenau in drei Teilgebiete unterteilt:
  - östliche Weitenau
  - zentrale Weitenau
  - westliche Weitenau
- Gebiete nordöstlich von Strubau

Durch die im Kapitel 6.1: Profilkorrelation gewonnenen Erkenntnisse können die im Vorhinein für eine Untersuchung ausgewählten Gebiete weiter eingeschränkt werden. Im Zuge der Untersuchungen (siehe 6.1 Profilkorrelation – Ergebnis der Profilkorrelation) konnten im Wesentlichen die westliche Weitenau sowie die zentrale Weitenau als weitere Prospektionsgebiete ausgeschlossen werden. Die Gebiete nordöstlich von Strubau konnten bereits im Vorfeld durch eine Reevaluierung (siehe Kap. 1: Einleitung und Aufgabenstellung) als nicht geeignet beurteilt werden und wurden somit nicht bearbeitet. Die für weitere Untersuchungen, wie einer geologischen Kartierung, interessanten Gebiete waren demnach das Roßfeld sowie die östliche Weitenau. Da die Gebiete der westlichen und zentralen Weitenau dennoch bearbeitet und beprobt wurden, werden die Ergebnisse dieser Untersuchung in diesem Kapitel dennoch behandelt und die Standorte einer Standortbewertung unterzogen.

Um die Gebiete im Folgenden vergleichbar zu bewerten, werden verschiedene Faktoren herangezogen und aufgrund dieser eine Bewertung zwischen 1 (sehr geeignet) und 5 (nicht geeignet) getroffen.

### 7.1 Erläuterung der Bewertungskriterien und Abstufung

**Materialeigenschaften:** Das Gestein muss von seiner chemischen Zusammensetzung mit dem Gestein im jetzigen Steinbruch möglichst vergleichbar sein, um eine Zementproduktion mit gleichbleibender Qualität sicherzustellen. Dies wird durch Probennahme und chemische Analyse mittels RFA sichergestellt. Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass gleiche geologische Formationen auch chemisch vergleichbare Zusammensetzung besitzen. Durch den Vergleich mit im Standardprofil des Steinbruches Gutratberg genommenen Proben wird dies sichergestellt.

**Geologie und Tektonik:** Hier wird die geologische Eignung und Vorhersagbarkeit eines Gebietes beurteilt. Diese hängt stark von den tektonischen Gegebenheiten ab. Die Geologie und Tektonik ist von elementarer Bedeutung für Mächtigkeitsabschätzungen von Schichtfolgen und damit Grundlage jeder Überlegung zur Wirtschaftlichkeit eines Standortes.



**Infrastruktur:** Hier spielt die Verkehrsanbindung an Autobahn, Hauptstraße und Bahn sowie die Entfernung nach St. Leonhardt eine große Rolle, da davon ausgegangen wird, dass der jetzige Produktionsstandort bestehen bleibt.

**Umwelt und Anrainerschutz:** Neben dem Umweltschutz stellt der Anrainerschutz eine der größten Herausforderungen im gebietsweise dicht besiedelten Raum der zentralen Nördlichen Kalkalpen dar. Hier werden Überlegungen bezüglich Einsehbarkeit des Steinbruches sowie Lärmbelästigung durch Abbautätigkeit angestellt.

Nach den genannten Kriterien wird eine Beurteilung durch den Grad der Übereinstimmung mit den folgenden Punkten getroffen:

- a) Die Materialeigenschaften sind für die Produktion von Zement geeignet und mit dem aktuell abgebauten Material vergleichbar
- b) Die geologische Situation ist vorhersagbar und die Mächtigkeiten ausreichend
- c) Verkehrsanbindung
- d) Die Entfernungen zum jetzigen Produktionsstandort liegen unter 1 km (1), 10 km (2), 20 km (3), 40 km (4), über 40 km (5)
- e) Anrainer- und Naturschutz

Jeder der genannten Punkte wird mit einer Note 1 (100 % - 81 % Übereinstimmung) – 5 ( $\leq 20$  % Übereinstimmung) beurteilt. Die Gesamtnote setzt sich dann aus den 5 Teilnoten zusammen. Wird ein Punkt mit 5 ( $\leq 20$  % Übereinstimmung) beurteilt ist die Gesamtnote automatisch 5. Bedeutung der Gesamtbenotung:

- 1...sehr geeignet: 100 % - 81 % Übereinstimmung
- 2...geeignet: 80 % - 61 % Übereinstimmung
- 3...bedingt geeignet: 60 % - 41 % Übereinstimmung
- 4...wenig geeignet: 40 % - 21% Übereinstimmung
- 5...nicht geeignet:  $\leq 20$  % Übereinstimmung

## **7.2 Das Roßfeld**

### **7.2.1 Ergebnis der geologischen Kartierung und der Probennahme**

Für das Ergebnis der chemischen Analyse der Proben siehe Tabelle 2 (Anhang). Das Schichteinfallen der gesamten Abfolge ist äußerst homogen. Insgesamt wurde ein Schichteinfallen Richtung WNW ( $290^\circ$ ) mit durchschnittlichem Einfallen von  $20^\circ$  gemessen. Das äußerst flache Einfallen ist der Grund für die recht groß erscheinenden Unterschiede der Strukturdaten: Bei flach einfallenden Schichten führt eine nur geringfügig unterschiedliche Lagerung zu einer beträchtlichen Änderung der Einfallsrichtung. Insgesamt muss aber dennoch von einem homogenen Einfallen gesprochen werden. Die Schichtabfolge beginnt kurz oberhalb der Talsohle auf den Forstwegen Richtung Gschwandt

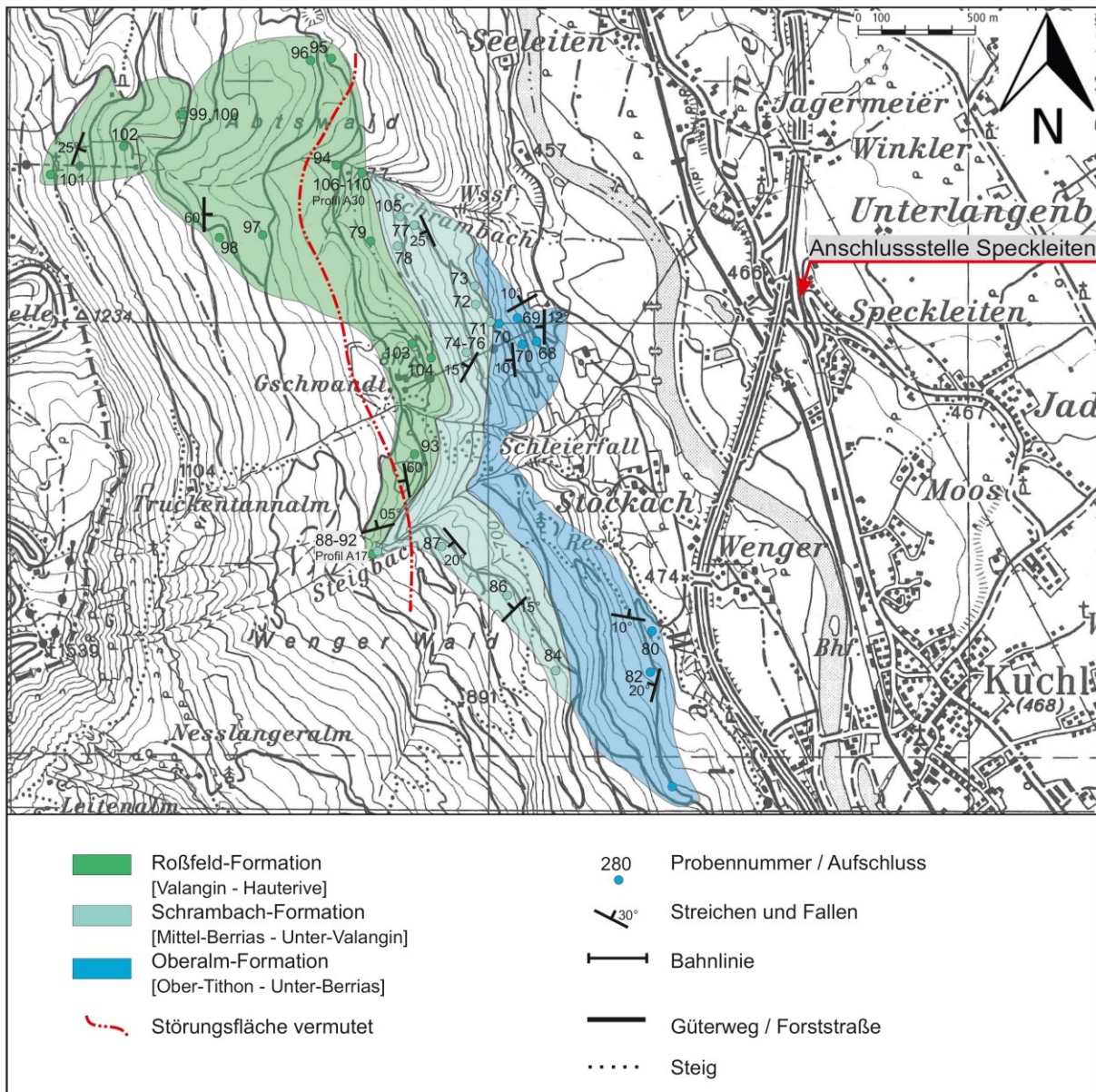


Abb. 7.1: Geologische Karte des Roßfeldes mit eingezeichneter Anschlussstelle Speckleiten.

südlich von Stockach bzw. am Forstweg zwischen Schrambachgraben und Schleierfall (siehe Abb. 7.1) mit der oberjurassischen (Tithon), pelagischen, tonigen Oberalm-Formation, die immer wieder durch turbiditische Riffschuttbrekzien (Flachwaserdetritus) der Barmsteinkalke unterbrochen werden. Auffallend ist die rhythmische Mächtigkeitsabnahme der Barmsteinkalke ins Hangende. Die Oberalm-Formation ist dünnbankig (20 cm), grau, mikritisch, hornsteinführend und zeigen einen Kalzitgehalt zwischen 78,2 % (Pnr. 70) und 97,4 % (Pnr. 82). Der durchschnittliche Gehalt beträgt 87,0 %  $\text{CaCO}_3$  und 8,4 %  $\text{SiO}_2$ .

Darüber folgen in einer Höhe von 700 m ü. M. am Forstweg Richtung Gschwandt bzw. in einer Höhe von 600 m ü. M. am nördlicheren Forstweg der Kontakt zu der Schrambach-Formation (siehe Abb. 7.1) des Mittel- und Ober-Berrias. Die Schrambach-Formation mit einer Mächtigkeit von ca. 200 m (PLÖCHINGER, 1990) besteht aus sandigen, dünnbankigen Mergel grün-grauer Farbe. Die Typuslokalität der Schrambach-Formation liegt im Roßfeld im unteren Teil des Schrambachgrabens zwischen Seeleiten und Stockach. Die Schrambach-Formation zeigt einen erhöhten Gehalt an Silikaten und Korngrößen der Ton- bis Feinsand-Fraktion. Das Gefüge ist oft dünnbankig und der Kalzitgehalt

beträgt zwischen 44,5 % (Pnr. 87) und 74,06 % (Pnr. 71, direkt über der Schichtgrenze zu Oberalm-Formation). Der durchschnittliche Gehalt beträgt 58,2 % CaCO<sub>3</sub> und 24,3 % SiO<sub>2</sub>.

Darüber folgt die Roßfeld-Formation, ein bis zu 500 m mächtiges Paket aus sandigem Mergel und hornblendereicher Quarzsandsteine des Valangin und Hauterive (PLÖCHINGER 1990). Der Übergang zwischen den Mergel der Schrambach-Formation zu der Roßfeld-Formation ist im Roßfeld durch Wechsellagerung von Mergel und Sandstein zu beobachten. Dies ist auch in den geochemischen Daten zu beobachten. Hier fällt der Kalzitgehalt, z.B. der Probe 79 gegenüber der Probe 78 (Schrambach-Formation), um 19,0 % auf 34,4 %. Insgesamt fällt der durchschnittliche Kalzitgehalt der Roßfeld-Formation gegenüber der Schrambach-Formation von 58,2 % auf 42,9 %. Die Schwermineralspektren der Roßfeld-Sandsteine zeigen neben hohen Prozentsätzen von Hornblende und Chromspinell auch Granat, Zirkon und andere Schwerminerale (FAUPL & MILLER 1978, FAUPL & TOLLMANN 1979, WOLETZ 1970). Das Liefergebiet der Roßfeld-Formation liegt nach POBER & FAUPL (1988) SE des Austroalpins und beinhaltet Ultrabasite der Suturzone des Meliata Ozeans, paläozoische Metamorphite sowie Sedimentgesteine und mesozoische Karbonate (EYNATTEN & GAUPL 1999). Nach KRISCHE (2014) handelt es sich bei dem Liefergebiet um einen ophiolithischen Deckenstapel aus der Neotethys. Dieser wurde zeitlich zur Akkretionierung erodiert, in Becken vor dem Deckenstapel abgelagert und erneut in Melangen innerhalb des ophiolithischen Deckenstapels eingearbeitet, aus welchen schließlich die Sedimente fluviatil in den Ablagerungsraum des Roßfelds gelangten.

### **7.2.2 Standortbewertung Roßfeld**

- a) Die Daten aus den geochemischen Analysen können Tabelle 2 (siehe Anhang) entnommen werden. Das Material kann als geeignet bezeichnet werden. Die Daten der geochemischen Analyse beschreiben die sukzessive Abnahme des Kalzitgehaltes von 87,0 % in der Oberalm-Formation auf 58,2 % in der Schrambach-Formation und 42,9 % in der Roßfeld-Formation. Das Material zeigt somit ein sehr ähnliches Spektrum wie das Material am Gutratberg. Beurteilung: 1 (85 % Übereinstimmung)
- b) Geologisch gesehen stellt sich das Roßfeld als ideales Gebiet dar. Die Schichtabfolge ist mit der am Gutratberg anstehenden Abfolge vergleichbar. Die basale Roßfeld-Formation ist in dieser Abfolge sehr viel feiner ausgebildet was einen zusätzlichen Vorteil darstellt. Das Gebiet ist tektonisch durch eine listrische Abschiebung, die in Richtung E (in Richtung Salzachtal) einfallen geprägt. Das sehr günstige Schichteinfallen nach WNW (siehe Anhang: Tab. 6) erlaubt ein Auffahren eines Bruches nach Westen. Für die Oberalm-Formation können Schichtmächtigkeiten von 150 m bis 250 m, für die Schrambach-Formation bis zu 100 m und für die Roßfeld-Formation bis zu 500 m als gesichert betrachtet werden. Bei Probenpunkt 97 ist z.B. mit einer Mächtigkeit der Roßfeld-Formation von ca. 150 m bis zum Kontakt zu der Schrambach-Formation zu rechnen. Beurteilung: 2 (80 % Prozent Übereinstimmung)
- c) Das vorhandene Forststraßennetz ist gut ausgebaut. Eventuell kann über eine eigene asphaltierte Zubringerstraße von einem möglichen Standort Abtswald ins Tal nachgedacht werden. Die Anbindung an die Autobahn besteht durch die Bundesstraße 159 und der Anschlussstelle in Speckleiten. Alternativ kann über den Bau eines eigenen Zubringers zur Autobahn angedacht werden. Eine Anbindung an den Schienentransport ist ebenfalls mit dem Bahnhof Kuchl gegeben. Beurteilung: 1 (100 % Übereinstimmung).
- d) Die Entfernung zum jetzigen Werk liegt unter 20 km. Beurteilung: 3 (unter 20 km).

- e) Der Umwelt und Anrainerschutz ist bei diesem Standort unter bestimmten Voraussetzungen durchaus gegeben. Ein Kulissenabbau in dem morphologisch flacheren Bereichen N des Gehöfts Gschwandt innerhalb des Bereichs Abtswald (Probenpunkte 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100 sowie dem Profil A30) wäre von Salzachtal her nicht einsehbar. Die durch die Höhenlage bedingte große Entfernung zu den nächsten Anrainern (der Gebiet befindet sich 350 Hm über der Talsohle des Salzachtals) mindert Lärm- und Staubbelästigung auf ein Minimum. Beurteilung: 2 (65 % Übereinstimmung).

Insgesamt ist das Gebiet als *geeignet (2)* zu klassifizieren. Ein als Kulissenabbau geführter Steinbruch innerhalb der Roßfeld-Formation im Bereich Abtswald wäre aller Voraussicht nach vom Salzachtal uneinsehbar. Auch kann von geringer Lärmbelästigung ausgegangen werden, da der Steinbruch sich ca. 350 Hm über der Talsohle des Salzachtals befinden würde. Die Verwendung der Roßfeld-Formation als Zuschlagsstoff würde den Abbau von Formationen (Oberalm-Formation) mit erhöhtem Kalzitgehalt erlauben und die Lebensdauer des jetzigen Standorts bereits erheblich verlängern. Ein eigener Autobahnzubringer, inklusive Brücke über die Salzach, wäre hier anzudenken. Positiv ist die Möglichkeit das Gestein auf der Schiene transportieren zu können.

### **7.3 Weitenau**

Die Weitenau wird, wie bereits in Kapitel 5.3.2: Geologischer Überblick und Stand der Forschung in der Weitenau, in drei Gebiete unterteilt: Die östliche Weitenau, die zentrale Weitenau und die westliche Weitenau. Die Gebiete werden erneut nach ihrem stratigraphischen Niveau gereiht. Demnach wird mit der östliche Weitenau und der sedimentär komplettesten Abfolge (Oberalm-, Schrambach- und Roßfeld-Formation) begonnen, darauffolgen die zentrale Weitenau mit geringmächtiger Schrambach- und Roßfeld-Formation und zum Schluss die westliche Weitenau mit den hangensten Anteilen der Roßfeld-Formation in der gesamten Weitenau.

#### **7.3.1 Östliche Weitenau**

##### **7.3.1.1 Ergebnis der geologischen Kartierung und der Probennahme**

Die östliche Weitenau (siehe Karte in Abb. 7.2) erstreckt sich östlich des Klingerkogels über die Gehöfte Wieser, Kronreif und Kloiber bis zum Gehöft Point bzw. Kühbichl.

Eine Detailkartierung der östlichen Weitenau wurde im Juli 2012 sowie im September 2013 durchgeführt. Im Allgemeinen muss die Aufschlussituation im kartierten Gebiet als äußerst schlecht beschrieben werden. Es wurden im Zuge der Kartierung ca. 77 Proben genommen und dort, wo möglich, auch die Strukturdaten aufgenommen. Des Weiteren wurde im Bereich südöstlich vom Gehöft Kronreif unterhalb der Weitenauer Straße entlang des Aufschlusses in Richtung Weitenaubach (siehe Profil PW-3 Abb. 5.10) und im Osten des Gebiets entlang des Straßenaufschlusses (siehe Profil PW-4 Abb. 5.11) ein Profil aufgenommen. Alle Proben wurden chemisch (RFA) analysiert. Die Ergebnisse der chemischen Analyse können der Tabelle 3 (siehe Anhang) entnommen werden. Die Profile wurden lithologisch aufgenommen und mit den Isotopiedaten der Proben korreliert. Zusätzlich wurde auf biostratigraphische Untersuchungen von KRISCHE (2012) zurückgegriffen. Die Ergebnisse dieser Profilaufnahme sind in Kapitel 5: Resultate nachzulesen. Die aufgenommenen Strukturdaten sind in der Karte als Fallzeichen eingezeichnet. Die Werte sortiert nach Probennummer sind der Tabelle 7 (siehe Anhang) zu entnehmen.





Das Gebiet zeigt eine tektonisch komplexe sedimentäre Abfolge vom Ober-Tithon bis ins Hauterive und beinhaltet im Liegenden die Oberalm-Formation, darüber die Schrambach-Formation und im Hangenden die Roßfeld-Formation (siehe Abb. 7.2). Die gesamte Abfolge wird im nordosten durch den rhätischen Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes in Richtung SE überschoben. Der Kontakt des Dachsteinkalkes zur Oberalm-Formation ist im Bereich der Kapelle am SE Rand des kartierten Gebietes aufgeschlossen und einmessbar. Die Überschiebungsfläche fällt mit 60° in Richtung SSE (150°) ein. Im Hangschutt des Finsterstubenwaldes finden sich neben dem Dachsteinkalk auch dolomitische Komponenten. Im Bereich des Gehöfts Brunberger (außerhalb des Kartenausschnitts in Abb. 7.2) finden sich Kössener-Schichten. Daher wird angenommen, dass sich im Liegenden des rhätischen Dachsteinkalkes, unterhalb des Hangschuttes, Kössener-Schichten sowie dolomitischer Plattenkalk findet. Ein Überschiebungs-horizont entlang der weichen Mergelkalke der Kössener-Schichten scheint naheliegend, bedarf aber weiterer Untersuchungen. Auf der südlichen Seite des Weiteaubaches wird die Abfolge von anisichen Dolomiten der Gutenstein-Formation überschoben. Eine Überschiebungsfläche konnte aufgrund des Hangschuttes nicht kartiert werden. Die in der Karte gezeichnete Überschiebungsfläche ist eine vermutete (siehe Abb. 7.2).

Das gesamte Gebiet wird durch mehrere NNE-SSW streichende, parallel verlaufende, sinistrale Blattverschiebungen durchzogen. Diese stehen nach DECKER (1994) im Zusammenhang mit der durch das Lammertal streichenden Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung und werden als miozäne Riedelscherbrüche zur Hauptstörung interpretiert. Kinematisch sind diese mit der Überschiebung des Schwarzen Berges auf die Roßfeld-Schichten der Weitenau verbunden. Strukturanalysen belegen eine Änderung der Überschiebungsfläche des Schwarzen Berges von N nach NE, parallel zum Streichen der sinistralen Störung, die den Schwarzen Berg nach NW begrenzt (DECKER 1994). Großtektonisch sind diese Überschiebung und die NNE streichenden sinistralen Blattverschiebungen eine Ausweichbewegung der Kalkalpen zum pannonischen Raum (LINZER et al. 1995; RATSCHBACHER et al. 1991). Damit kann auch die Überschiebungsrichtung der südlich des Weiteaubaches gelegenen anisichen Dolomite der Gutenstein-Formation mit NE angegeben werden. Die NNE streichenden Riedelscherflächen versetzen die Abfolgen der Weitenau um bis zu 100 m.

Grundsätzlich kann die Abfolge im Osten des kartierten Gebietes bei Profil PW-4 von den restlichen Abfolgen durch die Faltung unterschieden werden. Die durch das Profil PW-4 dargestellte Abfolge (siehe Abb. 5.11) kann als beispielhaft für das gesamte Kartiergebiet gelten. Über einer relativ geringmächtigen Abfolge der Oberalm-Formation (8 m, inkl. Gutratberg-Subformation) folgt eine 40 m mächtige Abfolge der Schrambach-Formation. Im Hangenden entlang der Straße tritt dann die Roßfeld-Formation noch einmal zu Tage. Eine Kartierung der darüber liegenden und großteils durch Hangschutt verdeckten Abfolge ließ aber durch Aufschlüsse der Roßfeld-Formation (Pnr. 317) nur den Schluss einer gefalteten Abfolge mit einer nach NW einfallender Faltenachse zu. Die Faltung wird als Folge der tektonischen Beanspruchung während der Überschiebung durch den rhätischen Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes (Pnr. 111, 112) interpretiert. Eine Fortsetzung der Faltenstruktur Richtung NW konnte nicht festgestellt werden. Die Falte wird scheinbar durch die Störung S1 abgeschnitten. Die geochemischen Daten des Profils PW-4 können der Tabelle 3 (siehe Anhang) entnommen werden. Die Oberalm-Formation liefert relativ geringe Kalzitgehalte zwischen 46,2 % und 68,5 % (Pnr. 198-202). Die Schrambach-Formation (Pnr. 203-209) zeigt anfangs sogar höhere Werte, welche sich dann auf Werte um 55 % Kalzit erniedrigen.

Im nächsten Abschnitt (zwischen Störung S1 und S2; Pnr. 266-275, 280, 113, und 114) treten ausschließlich Gesteine der Oberalm-Formation auf (ausgen. Pnr. 270: Dachsteinkalk - Hangschutt).

Im Aufschluss an der Abzweigung zu den Gehöften Kronreif und Kloiber (Pnr. 113 und 114) treten grün-graue Mikrite mit syndimentären Rutschstrukturen zu Tage. Diese bedingen auch den gegenüber den weiter NW gelegenen Abfolgen stark variierenden steilen (75°) nordöstlichen Einfallrichtungen (Strukturdaten siehe Tab. 7 im Anhang, Durchschnittliche Einfallrichtung 45°). Die durchschnittlichen geochemischen Gehalte sind: 79,7 % CaCO<sub>3</sub> und 13,0 % SiO<sub>2</sub>.

Im Abschnitt des Gehöfts Kloiber sind im Bereich der Weitenauer Straße wieder Teile der Oberalm-Formation bzw. Barmsteinkalke aufgeschlossen (Pnr. 115-118; 211-219 und 281-282). Es handelt sich um Brekzienbänke mit obertriassischen und unterjurassischen (KRISCHE 2012) Lithoklasten (Oberalmer-Basiskonglomerat), wie im Profil PW-3 (siehe Abb. 5.10) erkennbar. Das Einfallen ist relativ homogen nach NNE (Einfallswinkel 30°, Strukturdaten siehe Tab. 7 im Anhang). Nördlich der Häuser tritt hingegen entlang des Grabens die Roßfeld-Formation zu Tage (Pnr. 314-316), die deutlich steiler (70°) einfällt. Die stark variierenden Einfallswinkel können mit der Überschiebung durch den Dachsteinkalk in Zusammenhang gebracht werden, der seichter liegenden Schichten stärker tektonisiert als tieferliegende. Die dazwischen liegende Schrambach-Formation ist nicht aufgeschlossen. Der sinistrale Versatz gegenüber der südöstlich gelegenen Abfolge beträgt ca. 100 m. Geochemisch lässt sich wieder ein Rückgang des Kalzitgehaltes in Hangende feststellen.



Abb. 7.3: Potentielles Gewinnungsgebiet der östlichen Weitenau. Aufgenommen an Straße zwischen Gehöft Kloiber und Kronreif mit Blick auf das Gehöft Kloiber (Blickrichtung Osten) und dem Dachstein im Hintergrund

Im Abschnitt zwischen Störung S3 und S4 treten entlang der Straße wieder 10 cm bis 20 cm mächtige Pakete hemipelagischer Wacke- und Packstones der Oberalm-Formation auf. Diese unterlagern die Brekzienpakete des vorherigen Abschnitts und liegen somit stratigraphisch tiefer. Unterhalb der Straße beim Schranken (Profil PW-3 siehe Abb. 5.10; Pnr. 211-219) stehen wieder Barmsteinkalk-Brekzienlagen mit einer Mächtigkeit von 10 m an. Darunter finden sich wieder dünngebankte mikritische Kalke der Oberalm-Formation. Oberhalb des Straßenaufschlusses in der Wiese finden sich ebenfalls einige Aufschlüsse. Das sehr steile Einfallen (85°) korreliert mit dem Einfallen der darüber



liegenden Roßfeld-Formation (NE Kronreif und N Kloiber). Entlang des Grabens in Richtung des Güterwegs Kronreif finden sich unterhalb der Geländekante erste Sandsteine der Roßfeld-Formation (Pnr. 283, 284), die das Ende der Schrambach-Formation anzeigen. Gesteine, die eindeutig der Schrambach-Formation zugeordnet werden können, wurden nicht gefunden. Die Proben oberhalb der Weitenauer Straße (Pnr. 120, 121 sowie 277) zeigen Kalzitgehalte >80 %. Proben der Roßfeld-Formation zeigen hingegen Werte von 63,8 % (Pnr. 283) und 84,5 % (Pnr. 284). Vor allem letzterer Wert ist im Vergleich zu den anderen Proben der Roßfeld-Formation deutlich erhöht, was aber durch einen karbonatischen Belag der im Bachbett genommenen Probe erklärt werden kann.

Im Abschnitt nordwestlich der Störung 4 ist im Bereich des Gehöfts Kronreif bzw. entlang des Feldweges in NW Richtung die Roßfeld-Formation in zahlreichen Aufschlüssen aufgeschlossen (Pnr. 297-308). Die Strukturdaten (siehe Tab. 7 im Anhang) belegen eine durchschnittliche NNE Einfallrichtung mit einem Einfallswinkel von 70°. Diese Daten stimmen mit den Strukturdaten nördlich des Gehöfts Kloiber überein. Im Bereich nordöstlich des Gehöfts Wieser befindet sich eine Quelle, die die Schichtgrenze zu der darunterliegenden Schrambach-Formation kennzeichnet. Sickerwässer aus den relativ permeablen Sandsteinen der Roßfeld-Formation treffen hier auf tonreichere Schichten der Schrambach-Formation und treten als Quelle aus. Nördlich bzw. östlich davon ist die Roßfeld-Formation bei Probennummer 309 bzw. 317 aufgeschlossen. Südlich des Gehöfts Kronreif tritt an der Straße die Oberalm-Formation wieder zu Tage. Sie ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung von hemipelagischen Kalken mit Mergellagen. Diese Aufschlüsse stellen stratigraphisch die obersten aufgeschlossenen Schichten der Oberalm-Formation dar. Unterhalb der Weitenauer Kirche finden sich in der Linkskehre des Feldweges wiederum anstehende Gesteine der Oberalm-Formation bzw. weiter hangabwärts Lesesteine der Roßfeld-Formation. Da es sich bei dem Aufschluss der Oberalm-Formation nicht sicher um anstehendes Gestein handelt und die Bedeutung dieses Aufschlusses für die geologische Interpretation dieses Teilgebietes nicht beurteilt werden konnte, wurde der Bereich als Mischglied gekennzeichnet (Schraffur). Geochemisch zeichnet sich die Roßfeld-Formation in diesem Bereich sowie im Bereich nördlich des Gehöfts Kloiber mit deutlich niedrigeren Kalzitgehalten (durchschn. 55,4 % CaCO<sub>3</sub>) gegenüber der Oberalm-Formation aus.

### **7.3.1.2 Standortbewertung östliche Weitenau**

- a) Die Daten aus den geochemischen Analysen können Tabelle 3 (siehe Anhang) entnommen werden. Das Material kann als geeignet bezeichnet werden und die Schichtfolge ist mit Oberalm-, Schrambach und Roßfeld-Formation komplett. Geochemisch zeigt die Abfolge ein ähnliches Spektrum wie die Schichtfolge des Profil im Steinbruch Gutratberg. Beurteilung: 1 (85 % Übereinstimmung).
- b) Geologisch gesehen stellt sich die östliche Weitenau als ideales Gebiet dar. Die Schichtabfolge in der östlichen Weitenau ist die wohl kompletteste in der gesamten Weitenau und mit der Schichtfolge am Gutratberg weitgehend vergleichbar. Das Schichteinfallen beträgt an der Basis der Schichtfolge an der Weitnauer Straße 30° und wird in den darüber liegenden Einheiten der Schrambach-Formation als auch der Roßfeld-Formation steiler. Schichtmächtigkeiten der Oberalm-Formation können mit mindestens 100 m ab der Basis des Profils PW-3 angegeben werden. Wie weit sich die Oberalm-Formation noch ins Liegende erstreckt konnte nicht festgestellt werden. Die Mächtigkeit der Schrambach-Formation kann aus Mangel an Aufschlüssen nicht beziffert werden, muss aber, wie aus der Detailkartierung herausgeht, 40 m oder mehr betragen (siehe Profil PW-4 in Abb. 5.11). Das ist im Vergleich zu der Mächtigkeit der Schrambach-Formation am Gutratberg viel weniger, wo sie eine Mächtigkeit von ca. 95 m

aufweist. Im Bereich Kloiber steht zusätzlich die fein- bis mittelsandige Roßfeld-Formation an, die der Roßfeld-Formation am Roßfeld ähnelt und mit Schichtmächtigkeiten von 100 m im Osten und 200 m im Westen ebenfalls als Zementrohstoff verwendet werden kann. Die Roßfeld-Formation fällt sehr steil ein und taucht scheinbar unter den Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes ab. Der Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes kann mit einem Kalzitgehalt von mehr als 95 % (Pnr. 270, siehe Tab. 3) als Korrekturkalk verwendet werden. Die tektonische Situation konnte durch die Detailkartierung näher erörtert werden und stellt für einen Steinbruch keine besonderen Herausforderungen dar. Das Schichteinfallen in Richtung NE erlaubt ein Auffahren des Bruches in NW Richtung. Beurteilung: 2 (65 % Übereinstimmung).

- c) Die Anbindung an die Autobahn besteht durch die Landesstraße L210, die Bundesstraße B162 und der Anschlussstelle in Golling. Eine Anbindung an den Schienentransport ist ebenfalls mit dem Bahnhof Kuchl gegeben. Beurteilung: 3 (50 % Übereinstimmung).
- d) Die Entfernung zum jetzigen Werk liegt unter 40 km. Beurteilung: 4 (unter 40 km).
- e) Das Gebiet ist fast unbewohnt. Das Gehöft Kronreif stellt keine Einschränkung dar. Das Gehöft Kloiber hingegen steht innerhalb eines möglichen Abbaugebietes. Hier muss eine einvernehmliche Lösung mit den Grundbesitzern gefunden werden. Eine Ablöse des Besitzes wäre für die Anlegung eines Steinbruches in diesem Gebiet unumgänglich. Der Steinbruch wäre praktisch nicht einsehbar und eine Belästigung durch Staub und Lärmentwicklung nur für das Gehöft Kronreif gegeben. Beurteilung: 3 (50 % Übereinstimmung).

Insgesamt ist das Gebiet als *bedingt geeignet (3)* zu klassifizieren. Eine einvernehmliche Lösung mit den Grundbesitzer Kloiber sowie den restlichen Grundbesitzern ist Grundvoraussetzung. Positiv sind vor allem die guten geologischen Voraussetzungen, die ein Auffahren eines Steinbruches direkt von der Weitenauer Straße in Richtung NW erlauben. Außerdem sind die Materialeigenschaften durch die vollständige Schichtfolge und die mit der Abfolge am Gutratberg vergleichbaren chemischen Eigenschaften ebenfalls positiv. Grund für die schlechtere Beurteilung der östlichen Weitenau gegenüber dem Roßfeld ist die große Entfernung nach Kuchl (Schienentransport) bzw. nach St. Leonhardt (39 km) und die nur bedingt geeignete Verkehrsanbindung durch die schmale Landesstraße L210.

## **7.3.2 Zentrale Weitenau**

### **7.3.2.1 Ergebnis der Probennahme**

Die zentrale Weitenau (siehe Karte in Abb. 7.4) erstreckt sich westlich des Ameiseggwaldes bzw. des Klingerkogels bis westlich des Gehöfts Schönau. Im Süden wird das Gebiet durch den Nordfuß des Schwarzen Berges und im Norden durch das Gehöft Ramsauer und Klaus begrenzt. Bei der Probennahme im Juli 2012 wurden insgesamt 31 Proben genommen und chemisch analysiert (siehe Tab. 4). Außerdem wurden  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenmessungen durchgeführt.

Südlich der Weitenauer Straße an der Nordflanke des Schwarzen Berges kann nach mikrofaziellen Untersuchungen durch KRISCHE (2012) das Hangende, der an der Weitenauer Straße aufgeschlossenen Profile (siehe Abb. 5.10: Profil PW-3 sowie Abb. 7.2) der Oberalm-Formation, betrachtet werden. Die Schrambach-Formation ist in der östlichen Weitenau im Wiesengelände oberhalb der Weitenauer Straße nicht aufgeschlossen, hier jedoch im Bereich der neuen Forststraße entlang des Weitenaubaches sowie oberhalb des Schönleitenbaches (Pnr. 136-149, siehe Abb. 7.4). Der kalkige Anteil der braunen Kalke und siltigen Mergel nimmt ins Hangende ab, dabei ist eine

zunehmende Verkieselung zu bemerken (KRISCHE 2012). Nach KRISCHE (2012) wird das Profil an der Forststraße der Schrambach-Formation zugeteilt. Die entlang des Bachbettes des Schönleitenbaches auftretenden braunen, dünnplattigen, kieseligen Mergel und turbiditisch, kieselig-kalkigen Mergel (Pnr.: 145, 146; siehe Abb. 7.4) entwickeln sich bachaufwärts zu grauen, gebankten, mergelig-kieseligen Kalken mit kieselig-mergeligen Zwischenlagen (KRISCHE 2012).

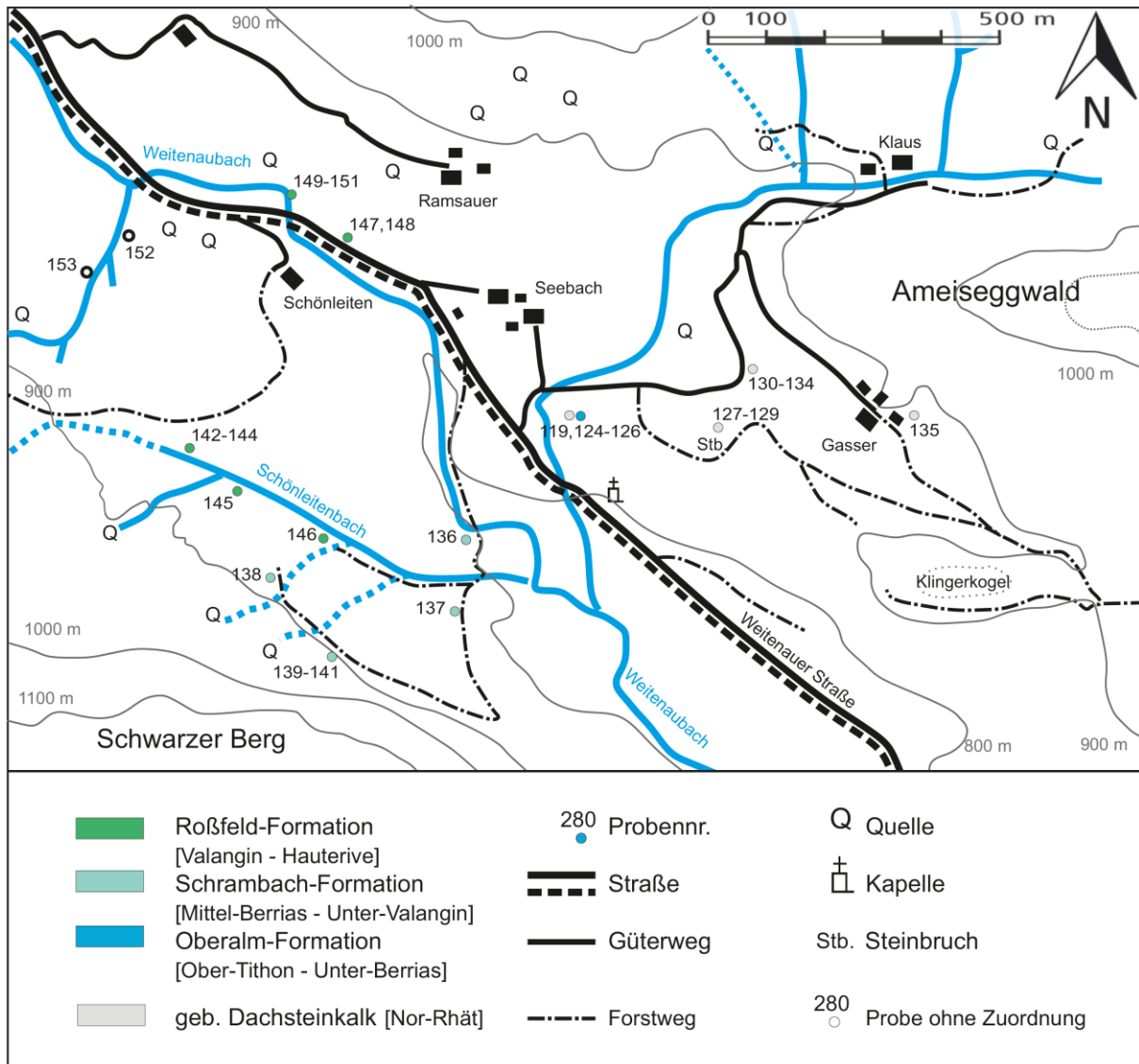


Abb. 7.4: Probenlokationen und Lithologie in der zentralen Weitenau.

In den hangensten Anteilen dieser Abfolge sind in die Kieselkalke Crinoiden-Packstones, lithoklastische Crinoiden-Packstones und lithoklastische Crinoiden-Turbidite eingeschaltet (Pnr.: 142-144; siehe Abb. 7.4). Diese Abfolge, die lithologisch zu der Roßfeld-Formation gehört (KRISCHE 2012), bildet den stratigraphisch höchst gelegenen Teil (Ober-Hauterive) des Weitenau-Blocks in diesem Gebiet. Die überlagernden Gesteine sind im Weiteren im Gebiet der westlichen Weitenau zu finden. Geochemisch unterscheiden sich in diesem Gebiet die Schrambach-Formation und die Roßfeld-Formation kaum. Die durchschnittlichen Kalzitgehalte bewegen sich um 60 % bei einem Anteil von 25,5 % SiO<sub>2</sub>.

Der nördlichere Teil des Gebiets gehört geologisch dem Seewaldsee-Grabenwald-Block an (KRISCHE 2012). Die Grenze zwischen dem südlichen Weitenauer-Block und dem nördlichen Seewaldsee-Grabenwald-Block verläuft demnach von Osten her entlang des Baches von Klaus in Richtung

Seebach, über die Abzweigung von der Weitenauer Straße zum Gehöft Seebach und Klaus weiter entlang des Schönleitenbaches nach Westen. Die Aufschlüsse 147-151 zeigen siliziklastische, teilweise turbiditische Packstones der Roßfeld-Formation und im Bachbett den Übergang von grün grauen Mergeln in Wechsellagerung mit gebankten Kalken der Schrambach-Formation zu den Packstones der Roßfeld-Formation. Lithologisch sind die Aufschlüsse (Pnr.: 147-151) demnach der Roßfeld-Formation bzw. der Schrambach-Formation zuzuordnen. Für die Probennummern 152 und 153 konnte keine lithologische Zuordnung getroffen werden. Anzumerken ist hier die unterschiedliche Lagerung der Abfolgen nördlich (Pnr.: 149-151 u. 147,148) und südlich (Probennr.: 136-146, siehe Abb. 7.4) von Schönleiten. In der nördlichen Abfolge findet man im Westen das stratigraphisch Liegende mit dem Übergang der Schrambach-Formation zur Roßfeld-Formation und im Osten das stratigraphisch Hangende, also Jüngere. Südlich von Schönleiten ist die Abfolge invert. Hier findet man im Osten das stratigraphisch Liegende und im Westen das stratigraphisch Hangende. Grund ist möglicherweise eine dazwischen verlaufende, W-E verlaufende, Störungszone.

Die nach PLÖCHINGER (1987) anstehende Roßfeld-Formation im Bereich der Gehöfte Ramsauer, Seebach, Klaus, Gasser und Schönleiten konnte nicht nachgewiesen werden. Eine geologische Kartierung des Gebietes konnte aufgrund der flachen Topographie und der intensiven Tektonisierung des Gebietes nicht durchgeführt werden. Daher können keine Aussagen über die zu erwartende Mächtigkeit getroffen werden. Im Bereich zwischen Seebach und Gasser dominiert der rhätische Dachsteinkalk. Der Hangschutt lässt keine weiteren Schlüsse zu, obwohl der Aufschluss bei Probenpunkt 119 und 124-126 das Vorhandensein der Oberalm-Formation und damit spätjurassischen Abfolgen anzeigt. Im Bereich des Schönleitenbaches ist die Schrambach-Formation als auch die Roßfeld-Formation aufgeschlossen. Die Aufschlussverhältnisse lassen keine Mächtigkeitsabschätzungen zu. Nördlich von Schönleiten ist wiederum, allerdings invert zu den vorigen Abfolgen gelagert, der Übergang von der Schrambach-Formation zu den Roßfeld Formation aufgeschlossen.

### **7.3.2.2 Standortbewertung zentrale Weitenau**

- a) Die Daten aus den geochemischen Analysen können der Tabelle 4 (siehe Anhang) entnommen werden. Das Material kann als wenig geeignet bezeichnet werden, da ein wichtiger Teil der Abfolge (Oberalm-Formation) fehlt bzw. nicht nachgewiesen werden konnte. Beurteilung: 4 (30 % Übereinstimmung).
- b) Geologisch gesehen stellt sich die zentrale Weitenau als wenig geeignetes Gebiet dar. Die Schichtabfolge kann nur im Bereich des neuen Forstweges sowie unterhalb des Gehöfts Ramsauer ausreichend verfolgt werden. Die für die Zementherstellung wichtigen Abfolgen der Oberalm-Formation konnten in nur einem Aufschluss festgestellt werden. Weiter ist zu vermuten das das Gebiet zwischen dem Schönleitenbach und dem Gehöft Ramsauer tektonisch gestört ist (vgl. invertierte Lagerung der der Abfolgen am Schönleitenbach gegenüber den Abfolgen an der Weitenauer Straße unterhalb des Gehöfts Ramsauer). Die Abfolgen am neuen Forstweg sind ebenfalls durch die Überschiebung durch den Dachsteinkalk des Schwarzen Berges gestört. Eine Mächtigkeitsabschätzung ist somit nicht möglich. Beurteilung 5 (0 % Prozent Übereinstimmung).

Aufgrund der schlechten geologischen Vorhersagbarkeit, die weder Mächtigkeitsabschätzungen noch eine geologische Kartierung zuließ, ist die zentrale Weitenau als *nicht geeignet* (5) zu klassifizieren.

### 7.3.3 Westliche Weitenau

#### 7.3.3.1 Ergebnis der Probennahme

Die westliche Weitenau erstreckt sich zwischen dem Gipsbergbau Grubach-Voregg-Moosegg im Nordwesten und dem Kertererbach bzw. dem NW-Fuß des Schwarzen Berges im Südosten. Im Südwesten erstreckt sich das Gebiet bis südwestlich des Gehöfts Bachbauer und im Nordosten bis zur Aubaueralm (siehe Abb. 7.5). Die Probennahme fand im Juli bzw. August 2012 statt. Es wurden insgesamt 44 Proben genommen. Diese wurden chemisch analysiert und eine  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und eine  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopie durchgeführt. Außerdem wurde ein Profil (Profil PW-6, siehe Abb. 5.12) lithologisch aufgenommen und mit biostratigraphischen Ergebnissen aus KRISCHE (2012) ergänzt. Außerdem wurden die Profile mit den Daten aus der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopie korreliert. Die Daten der geochemischen Untersuchung sind in der Tabelle 5 im Anhang zusammengefasst.

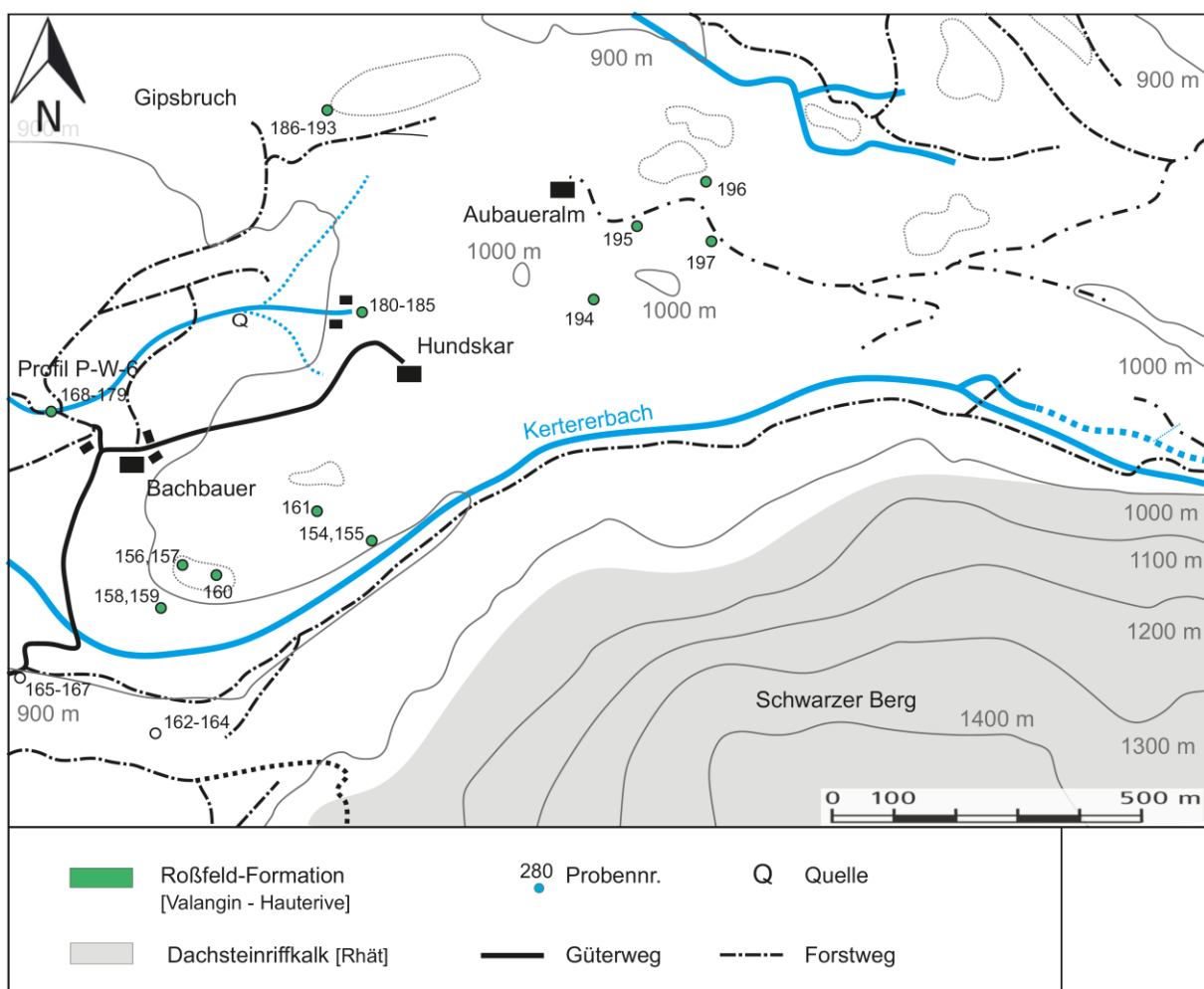


Abb. 7.5: Probenlokationen und Lithologie in der westlichen Weitenau.

Generell zeigen die Abfolgen in der westlichen Weitenau die jüngste Entwicklung in dem Gebiet der gesamten Weitenau und liegen im Hangenden der im Kapitel 7.3.2.1 beschriebenen Abfolgen des Schönleitenbaches. Die Crinoidenturbidite und kieseligen Gesteine des Schönleitenbaches werden nach KRISCHE (2012) im Gebiet südlich des Bachbauers bis zu Aubaueralm (siehe Abb. 7.5) von braunschwarzen Kieselmergel und Kieselkalken überlagert, in welche grobsiltige bis feinsandige Packstoneschüttungen eingelagert sind (Pnr. 194-197). Im Probenpunkt 156, 157 (siehe Abb. 7.5) erfolgt der Übergang von Kieselmergel zu feinsandigen, siliziklastischen Packstones (KRISCHE 2012).

Eingelagert in diese Abfolgen sind lithoklastische Konglomeratlagen, grobsandige lithoklastische Arenite und mergelige Grobsiltsteine (siehe Profil PW-6 an Probepunkt 168-179 in Abb. 7.5). KRISCHE (2012) datierte diese Abfolgen im Unterschied zu PLÖCHINGER (1987) mit Unter-Barreme.

Im Bereich nordöstlich des Hundskars (Pnr.: 180-185, siehe Abb. 7.5 und Tab. 5) liegen rudistisch/arenitische Konglomerate (Pnr. 180-182) über turbiditischen, schwarz-grauen Kieselkalken (Pnr. 185). Darüber folgen turbiditische, schwarz-graue, Kieselkalke mit dünnen Zwischenlagen (Pnr. 183,184; KRISCHE 2012).

Die hangendsten Partien der Roßfeld-Formation in der gesamten Weitenau findet sich nach KRISCHE (2012) nördlich des Hundskares (siehe Abb. 7.5: Pnr.: 186-193, sowie Tab. 5 im Anhang). Die Abfolge besteht aus crinoidenreichen Mergeln, in welche lithoklastische Arenite (Siliziklastika, Vulkanite, Radiolarite, Pnr.: 189 in Tab.5) eingeschaltet sind. Im oberen Teil finden sich auch turbiditisch eingebrachte feinsandigere Arenite (z.B. Pnr. 192 in Tab. 5). Nach KRISCHE (2012) bildet diese Abfolge biostratigraphisch die jüngsten Partien der Roßfeld-Formation mit einem Alter von Ober-Barreme bis Unter-Apt. Lithologisch stimmen die Ergebnisse mit den Ergebnissen von PLÖCHINGER (1987) überein.

### 7.3.3.2 Standortbewertung westliche Weitenau

- a) Die Daten aus den geochemischen Analysen können der Tabelle 5 (siehe Anhang) entnommen werden. Das Material kann als wenig geeignet bezeichnet werden. Der Kalzitgehalt der Abfolgen ist mit durchschnittlich 60 % relativ gering und der SiO<sub>2</sub> Gehalt mit 20,2 % relativ hoch und somit mit Abfolgen des Gutratberg nicht zu vergleichen. Beurteilung: 4 (21 % Übereinstimmung)
- b) Geologisch gesehen stellt sich die westliche Weitenau als wenig geeignetes Gebiet dar. Durch die im Zuge dieser Arbeit erfolgten Untersuchungen im Zusammenhang mit den Ergebnissen aus KRISCHE (2012) bzw. PLÖCHINGER (1987) lässt sich vermuten, dass es sich ausschließlich um Abfolgen der Roßfeld-Formation handelt. Die groben eingeschalteten Konglomerate und der hohe Anteil an Sandsteinen im Profil PW-6 erklären den hohen Gehalt an SiO<sub>2</sub>. Die für die Zementproduktion wichtigen Schichtglieder der Schrambach-Formation und der Oberalm-Formation konnten nicht festgestellt werden. Generell konnten die Ergebnisse von PLÖCHINGER (1987, 1990) bestätigt werden. Eine Mächtigkeitsabschätzung ist aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht möglich. Weiter gibt es bezüglich der deckentektonischen Interpretation der Gips Lagerstätte Grubach-Moosegg bis heute unterschiedliche Ansichten (vgl. BITTNER 1884, FUGGER 1905, PETRASCHKEK 1947, GAWLICK 2004, SCHORN 2010, SCHORN & NEUBAUER 2011, KRISCHE et al. 2013b), was weitere Unsicherheiten in Hinblick auf die Mächtigkeitsabschätzung und geologische Vorhersagbarkeit mit sich bringt. Beurteilung: 4 (25 % Prozent Übereinstimmung)
- c) Die Anbindung an die Autobahn besteht durch die Landesstraße L210, die Bundesstraße B159 und die Anschlussstelle in Speckleiten. Eine Anbindung an den Schienentransport ist ebenfalls mit dem Bahnhof Kuchl gegeben. Beurteilung: 2 (80 % Übereinstimmung).
- d) Die Entfernung zum jetzigen Werk liegt unter 30 km. Beurteilung: 4 (unter 40 km).
- e) Das Gebiet zwischen Hundskar und Aubaueralm ist unbewohnt und stellt sich als sanfte Hügellandschaft dar. Der bereits bestehende Steinbruch der Gips-Anhydrit Lagerstätte wirkt sich ebenfalls positiv auf die Beurteilung aus. Der Steinbruch wäre durch eine Auffahrung vom Kertererbach Richtung Norden nicht einsehbar. Die Mindestentfernung zum Gehöft Bachbauer ist einzuhalten. Beurteilung: 2 (80 % Übereinstimmung).

Zusammenfassend ist das Gebiet aufgrund der geologischen Verhältnisse und der Ergebnisse der chemischen Analyse als wenig geeignet (4) zu beurteilen. Die Geologie ist wenig vorhersagbar und die für die Zementherstellung wichtigen Schichtglieder der Oberalm- und Schrambach-Formation fehlen. Die Abfolgen der Roßfeld-Formation sind, basierend auf den chemischen Daten, als Rohmaterial weniger geeignet.

#### 7.4 Zusammenfassung der Standortbewertung

Standort	Materialeigenschaften	Geologie und Tektonik	Verkehrsanbindung	Entfernung	Umwelt- und Anrainerschutz	Gesamtbewertung
Roßfeld	sehr geeignet (1) - 85 % Übereinstimmung	geeignet (2) - 80 % Übereinstimmung	sehr geeignet (1) - 100 % Übereinstimmung	3 (< 20 km)	geeignet (2) - 65 % Übereinstimmung	geeignet (2)
östliche Weitenau	sehr geeignet (1) - 85 % Übereinstimmung	geeignet (2) - 65 % Übereinstimmung	bedingt geeignet (3) - 50 % Übereinstimmung	4 (< 40 km)	bedingt geeignet (3) - 50 % Übereinstimmung	bedingt geeignet (3)
zentrale Weitenau	wenig geeignet (4) - 30 % Übereinstimmung	nicht geeignet (5) - 0 % Übereinstimmung	-	-	-	nicht geeignet (5) -
westliche Weitenau	wenig geeignet (4) - 20 % Übereinstimmung	wenig geeignet (4) - 25 % Übereinstimmung	geeignet (2) - 80 % Übereinstimmung	4 (< 40 km)	geeignet (2) - 80 % Übereinstimmung	wenig geeignet (4)

Abb. 7.6: Zusammenfassung der Standortbewertung

Insgesamt sind das Roßfeld und die östliche Weitenau als *geeignet (2)* und *bedingt geeignet (3)* zu klassifizieren. Für das Roßfeld sprechen die gute Infrastruktur und die geringe Entfernung sowie der, durch die Abgelegenheit und große Höhenlage bedingte, gute Umwelt- und Anrainerschutz. Für die Weitenau wirken sich die Verkehrsanbindung und die hohe Entfernung nachteilig aus. Bezüglich der Geologie und der Materialeigenschaften sind beide Gebiete geeignet. Die weiteren Gebiete (zentrale und westliche Weitenau) konnten durch die Ergebnisse der Profilkorrelation (siehe Kapitel 6.1) und durch die durchgeführte Probenahme (siehe Kapitel 7.3.2 und 7.3.3) ausgeschlossen werden. Folgende Schlüsse können aus dieser Arbeit und der Besprechung vom 28.Jänner.2014 (anw. Pers.: Dipl.-Ing. Dr. mont. Günter Waldl, Mag. Dr. Thomas Mlekusch, Dipl. Ing. Sigmar Baumschlager, Prof. Mag. et Dr.rer.nat Hans-Jürgen Gawlick, BSc Gerald Maier) gezogen werden:

- Bei der Prüfung potentieller Primärrohstoff-Vorkommen zur Zementherstellung im Raum Salzburg kommen nur die östliche Weitenau sowie das Roßfeld als Standort für einen Steinbruch in Frage.
- Im näheren Umkreis des Zementwerks in St. Leonhard finden sich keine Tonminerallagerstätten.
- Als Korrekturstoff verwendbare Silikatträger eignen sich eventuell Werfener-Schichten aus dem Lammertal (z.B. NE-Seite Holzwehralm). Die Fragestellung über Vorkommen von rein siliziklastische Sedimenten zur Korrektur von Kalkstein war allerdings nicht Thema dieser Arbeit.



## 8 Ökonomische Bedeutung dieser Arbeit

Die österreichische Zementindustrie ist ein traditionsreicher und gleichzeitig moderner Impulsgeber für die regionale Wirtschaft. Die österreichischen Unternehmen haben sich historisch in der Nähe von, als Zementrohstoff geeigneten, Mergel- und Kalksteinvorkommen angesiedelt und haben in den oft ländlichen Regionen große Wichtigkeit für die regionale Wirtschaft. Die Firma Leube Baustoffe GmbH in St. Leonhard, 10 km südlich von Salzburg, fördert seit ca. 175 Jahren Mergel und Kalkstein am betriebseigenen, dem Werk angrenzenden Steinbruch Gutratberg. Da die Reserven des historischen Standorts des Steinbruchs Gutratberg naturgemäß beschränkt sind, sollte im Sinne einer nachhaltigen Unternehmensführung, die ein weiteres Bestehen des traditionsreichen Unternehmens und der ca. 250 Arbeitsplätze (Stand 2012, Quelle: [www.leube.at](http://www.leube.at)), langfristig sichert, frühzeitig über einen Nachfolgestandort beraten werden. Um die für einen solchen (Entscheidungs-) Prozess notwendige Faktenlage zu schaffen, muss mit einer geologischen Grundlagenforschung begonnen werden, die gleichzeitig auch Aspekte wie Entfernung, Infrastruktur und Umwelt- bzw. Anrainerschutz miteinbezieht, die in einer späteren Entscheidung zum Ausschluss eines möglichen Standorts führen können. Diese Grundlage wurde mit dieser Arbeit geschaffen. Aufgrund der schweren Roh- und Endprodukte sind insbesondere aus ökonomischer und ökologischer Sicht lange Transportwege unbedingt zu vermeiden. Die Auswertung der in der Studie nach BAASKE et al. (2009) erhobenen Transportdaten ergab, dass der durchschnittliche Transportradius von 80 % der für diese Arbeit relevanten Einsatzstoffe (Mergel und Kalkstein) nur 43 km (siehe Abb. 1.2) beträgt. Das Ergebnis, das den Standort



Abb. 8.1: Zementwerk der Firma Leube GmbH in St. Leonhard/Salzburg.

Roßfeld als den geeignetsten Nachfolgestandort für einen Steinbruch in der gesamten Umgebung des Zementwerks in St. Leonhard ausweist, ist eindeutig und von großem Wert für die langfristige Planung. Der oben beschriebene Aspekt der Transportweite entwickelte sich, neben der geologischen Eignung, zum wichtigsten Argument für die Wahl dieses Standortes. Rohmaterial aus der anfangs abbaubaren silikatreichen Roßfeld-Formation kann zunächst als zusätzlicher Korrekturstoff für den jetzigen Primärrohstoff verwendet werden. Damit erhöhen sich gleichzeitig die am Standort Gutratberg zu Verfügung stehenden Reserven an Rohmaterial, da so auch kalzitreichere Formationen (Oberalm-Formation) durch Korrektur mit der silikatreicheren Formation (Roßfeld-Formation) vom Standort Roßfeld potientielles Rohmaterial für die Zementherstellung darstellen. In weiterer Folge kann der Anteil des vom Standort Roßfeld kommenden Rohstoffes sukzessive erhöht werden und schlussendlich, durch Erreichen der unter der Roßfeld-Formation anstehenden, als Primärrohstoff geeigneten, Schrambach-Formation das Material vom Gutratberg schrittweise bis zu 100 % substituiert werden. Durch diese Tatsache kann der regional wichtige Werksstandort in St. Leonhard, und damit ein Großteil der 250 Arbeitsplätze, auf lange Sicht bestehen bleiben.

## 9 Schlussfolgerungen

### 9.1 Untersuchungen am Profil Gutratberg

- Im Zuge dieser Arbeit wurden die ersten  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenkurven im obersten Jura bzw. der untersten Kreide in den Nördlichen Kalkalpen erstellt und ausgewertet.
- Die Plassen-Karbonatplattform ertrinkt im obersten Unter-Berrias und untersten Mittel-Berrias endgültig. Es kommt zu keinem weiteren eingeschränkten Wachstum der Plattform im Ober-Berrias (vgl. KRISCHE et al. 2013a).
- Durch Auswertung der Isotopenkurven konnten exaktere Erkenntnisse bezüglich des Endes der Plassen-Karbonatplattform abgeleitet werden: Das Ertrinken der Plassen-Karbonatplattform erfolgte durch ein Zusammenspiel von erhöhter Subsidenz (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT 2010), schnellem Meeresspiegelanstieg (Abfall der  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurve, Temperaturanstieg) aufgrund erhöhter Temperatur, und erhöhtem Eintrag von siliziklastischen Material aufgrund beschleunigter Stoffwechselkreisläufe ( $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Anstieg von 1,40 ‰ auf 1,75 ‰ - erhöhte atmosphärisches  $\text{CO}_2$ , hohe Erosionsraten des Hinterlands) im obersten Unter-Berrias.
- Kein Einfluss von Tektonik während der Ablagerung der basalen Schrambach-Formation (vgl. KRISCHE 2012). Kurzeitige Meeresspiegelschwankungen aufgrund des Klimas führen zur Ablagerung der turbiditischen Brekzie am Top Gutratberg-Subformation sowie von allodapischen Kalken (KRISCHE & GAWLICK 2010) in der unteren Schrambach-Formation. Paläoklimatologische Auslöser für Meeresspiegelschwankungen, abgeleitet aus dem Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Kurven, erscheinen plausibel. Lithologie, Isotopie und Sequenzstratigraphie ergeben ein schlüssiges und plausibles Bild.
- Bereits ab der Jura/Kreide-Grenze kann von einem erhöhten Eintrag von Siliziklastika ausgegangen werden, der zur Verdünnung des Karbonatanteils im Sediment führt und durch die sukzessive Abnahme des Kalzitanteils ab der Jura/Kreide-Grenze bestätigt wird.
- Der nach FÖLLMI et al. (1994) abgeleitete Zusammenhang zwischen erhöhten  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen und Wachstumskrisen in Karbonatplattformen kann auch in der Unter-Kreide abgeleitet werden. Bestätigt durch die Gutratberg-Subformation als Ertrinkungssequenz der Plassen-Karbonatplattform bei stark steigender  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Kurve.
- Ablagerung und abrupter lithologischer Wechsel von der Schrambach- zur Roßfeld-Formation im Unter-Valangin aufgrund eines erneuten Meeresspiegelabfalls bereits ab der Grenze Ober-Berrias/Unter-Valangin abgeleitet aus dem Temperaturabfall am Beginn des Valangins.

### 9.2 Vergleich der Profile am Gutratberg, dem Roßfeld und der Weitenau

- Durch die in Kapitel 6.1 durchgeführte Profilkorrelation (siehe Abb. 6.1) konnte gezeigt werden, dass das „Vergleichbarmachen“ von Profilen in unterschiedlichen Ablagerungsräumen und somit auch in unterschiedlicher geographischer Position durch den Vergleich von biostratigraphischen, geochemischen, lithologischen Untersuchungen sowie den Vergleich von Isotopiedaten erfolgreich durchgeführt werden konnte.
- Der Vergleich der Isotopentrends brachte Neuerkenntnisse über die wahren stratigraphischen Reichweiten der Einzelprofile in dem Standardprofil Gutratberg. Die Profile am Roßfeld (Profil

A17, A30) zeigten dabei die größten Unterschiede zwischen den tatsächlichen Reichweiten der Profile (gering) und den Mächtigkeiten der entsprechenden Abfolge im Standardprofil (hoch; vgl. wahre stratigraphische Reichweiten der Profile am Roßfeld im Standardprofil in Abb. 6.1), womit Rückschlüsse auf die paläogeographische Position der unterschiedlichen Ablagerungsräume gezogen werden können:

- Faziell nimmt der Ablagerungsraum des Profils am Gutratberg eine distale, die Weitenau eine intermediäre und das Roßfeld eine proximale, jedoch durch Channelsedimentation geprägte, Position ein.
  - Flachere Topographie im Beckenzentrum (Gutratberg, distal) erlaubt die Akkumulation höherer Sedimentmächtigkeiten als eine durch geneigte Topographie geprägte Position (Hanglage; Roßfeld, proximal; vgl. wahre stratigraphische Reichweiten der Profile am Roßfeld im Standardprofil in Abb. 6.1). Außerdem: Bei einem durch Channelsedimentation (vgl. KRISCHE 2012) geprägten Sedimenttransport (mud/mass flows) wird ein Großteil der Sedimentmasse an der faziellen Position des Roßfelds „vorbeitransportiert“, um in distaler Position an der Channelmündung (am Übergang des Hanges zum Beckenzentrum, Position Gutratberg) abgelagert zu werden.
  - Ergebnis ist eine invertierte Sedimentmächtigkeits-Verteilung im Becken.
- Die Werte der  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - Isotopen-Untersuchungen an unterschiedlichen Profilen sind, im Gegensatz zu den aus den Kurven ablesbaren Trends, nicht vergleichbar. Mögliche Gründe dafür sind:
    - Unterschiedliche Beckenpositionen, damit unterschiedliche Wassertiefen und Sedimentmächtigkeiten während der Ablagerung.
    - Unterschiedliche diagenetische Bedingungen in den unterschiedlichen Profilen alterieren den zum Zeitpunkt der Ablagerung gespeicherten  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Wert.
  - Das Roßfeld im Bereich Abtswald ist nach dem Ergebnis der Standortbewertung von den 5 anfänglich diskutierten potentiellen Gewinnungsgebieten insgesamt das am geeignetste. Für das Roßfeld sprechen die gute Infrastruktur und die geringe Entfernung zum jetzigen Betriebsstandort. Durch die Abgelegenheit ist auch der Umwelt und Anrainerschutz als hoch zu bewerten. Die östliche Weitenau hat zwar wie das Roßfeld die geologischen Grundvoraussetzungen, die schlechte Verkehrsanbindung und die hohe Entfernung nach St. Leonhard sind aber Gründe für die schlechtere Bewertung. Die weiteren Gebiete (zentrale und westliche Weitenau) konnten durch die Ergebnisse der Profilkorrelation (siehe Kapitel 6.1) und durch die durchgeführte Probennahme (siehe Kapitel 7.3.2 und 7.3.3) ausgeschlossen werden.

## **Danksagung**

Ich möchte mich bei Ao.Univ.-Prof. Mag. et Dr. rer.nat. Hans-Jürgen Gawlick für die Betreuung dieser Arbeit, die Unterstützung bei der Geländearbeit und die anregenden Diskussionen bedanken.

Großer Dank gebührt auch der Firma Leube, insbesondere Dipl.-Ing. Dr. mont. Günter Waldl, Mag. Dr. Thomas Mlekusch und Mag. Reinhard Kohlschütter für die Möglichkeit diese Arbeit zu erstellen. Besonders aber möchte ich mich bei Mag. Dr. Thomas Mlekusch und den Mitarbeitern im Labor für die tolle Betreuung während meiner Zeit bei der Firma Leube bedanken.

Meinen größten Dank aber möchte ich meinen Eltern Anna Maria und Hermann und meiner Freundin Emilia für die große Unterstützung während meines Studiums aussprechen!

## Literaturverzeichnis

- AMODIO, S., FERRERI, V., D'ARGENIO, B., WEISSERT, H., SPROVIERI, M. (2008): Carbon-isotope stratigraphy and cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates: the case of San Lorenzello, Lower Cretaceous of southern Italy. - *Cretaceous Research*, **29**: 803-813.
- ANDERSON, T.F. & ARTHUR, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and environmental problems. – (In: ARTHUR, M.A., ANDERSON, T.F., KAPLAN, I.R., VEIZER, J., LAND, L.S. (Eds.): *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course Notes, **10**: 1.1-1.151, Tulsa.
- AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. - *Facies*, **55**: 63-87.
- BAASKE, W.E., LANCASTER, B., REISINGER, H., STRIGL, A. (2009): Österreichische Zementstandorte – Impulsgeber für die Region, Analysebericht: 1-48.
- BARSKOV, I.S. & KIYASHKO, S.I. (2000): Thermal regime variations in the Jurassic marine basin of the East European Platform at the Callovian-Oxfordian boundary: evidence from stable isotopes in belemnite rostra. - *Doklady Earth Sciences*, **372**: 643-645.
- BARTOLINI, A., BAUMGARTNER, P.O., HUNZIKER, J. (1996): Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation in the Umbria-Marche basin (central Italy). - *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**: 811-844.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publications*, **19**: 129-160, Tulsa.
- BITTNER, A. (1883): Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. - *Verhandlungen der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **1883/12**: 200-204, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkalpen – das Gebiet der unteren Lammer. *Verhandlungen der Kaiserlich - Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **1884/5**: 78-87, Wien.
- BODIN, S., FIET, N., GODET, A., MATERA, V., WESTERMANN, S., CLÉMENT, A., JANSSEN, N.M.M., STILLE, P., FÖLLMI, K.B. (2009): Early Cretaceous (Late Berriasian to Early Aptian) palaeoceanographic change along the northwestern Tethyan margin (Vocontian Trough, southeastern France):  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and Sr-isotope belemnite and whole-rock records. - *Cretaceous Research*, **30**: 1247-1262.
- BODROGI, I., DRAXLER, I., FILACZ, E., LOBITZER, H., with contributions from STRADNER, H., EGGER, H., SURENIAN, R., SACHSENHOFER, R. F., KNAUER, J., KLEIN, P. (1996): Die Mikrofauna und -flora ausgewählter (hemi)pelagischer Oberjura-/Unterkreide-Schichtfolgen der Salzburger Kalkalpen sowie ein Vergleich mit der Unterkreide des Gerecse-Gebirges in Ungarn. - Unpublished manuscript: 31 Seiten.

- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - Erlanger Geologische Abhandlungen, **121**: 55-217, Erlangen.
- BÖHM, F. (2003): Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). – (In: PILLER, W.E. (ed): *Stratigraphia Austriaca*), Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**: 231-268, (Österreichische Akademie der Wissenschaften) Wien.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.L., MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: Indicator of a Mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). - Geologische Rundschau, **84**: 272-286, Berlin/Heidelberg.
- BOOROVÁ, D., LOBITZER, H., SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z. (1999): Biostratigraphy and Facies of Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments (Oberalm-, Schrambach- and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, South of Salzburg. - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**: 273-318.
- BUJTOR, L., KRISCHE, O., GAWLICK, H.-J. (2013): Late Berriasian ammonite assemblage and biostratigraphy of the Leube quarry near Salzburg (Northern Calcareous Alps, Austria). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen **267/3**: 273-295.
- CHANNELL, J.E.T., ERBA, E., LINI, A. (1993): Magnetostratigraphic calibration of the late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from northern Italy and Switzerland. - Earth and Planetary Science Letters, **118**: 145-166.
- CRAIG, H. (1965): The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. – (In: TONGIORGI, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*), Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare: 161-182, Pisa.
- DECKER, K., FAUPL, P., MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during Early Cretaceous. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*): 126-141, Wien.
- DEL NEGRO (1960): Salzburg. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie: **1-55**, Wien.
- DEL NEGRO, W. (1970): Salzburg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie: **1-100**, Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotektonische Forschungen, **58**: 1-217, Stuttgart.
- DORNER, R., HÖFLING, R., LOBITZER, H. (2009): Nördliche Kalkalpen in der Umgebung Salzburgs (Exkursion H am 17. April 2009). - Jahresberichte u. Mitteilungen Oberrheinischer Geologischer Verein, **91**: 317-366.
- DROMART, G., GARCIA, J.-P., PICARD, S., ATROPS, F., LÉCUYER, C., SHEPPARD, S.M.F. (2003): Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? - Earth and Planetary Science Letters, **213**: 205-220.

- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). - Münchner Geowissenschaftlichen Abhandlungen, **Reihe A, 32**: 1-255, München.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H.A., UREY, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. - Geological Society of America Bulletin, **64**: 1315-1326.
- ERBA, E., CHANNELL, J.E.T., CLAPS, M., JONES, C., LARSON, R., OPDYKE, B., PREMOLI-SILVA, I., RIVA, A., SALVINI, G., TORRICELLI, S. (1999): Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (Southern Alps, Italy): A "reference-section" for the Barremian–Aptian interval at low latitudes. - Journal of Foraminiferal Research, **29**: 371-391.
- FAUPL, P. & MILLER, CH. (1977): Über das Auftreten von Kaersutit als Schwermineral in den Roßfeldschichten (Unterkreide) in den Nördlichen Kalkalpen. - Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturw. Klasse, **8**: 156-160, Wien.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarstruktur. – (In : LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (eds): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn. Teil **1**), Guidebook: 133-143, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geologische Rundschau, **68**: 93-120.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **25**: 81-110, Wien.
- FAUPL, P., WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene paleogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft, **92**: 79-94.
- FÖLLMI, K.B., WEISSERT, H., BISPING, M., FUNK, H. (1994): Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. - Geological Society of America Bulletin, **106/6**: 729-746.
- FÖZY, I., JANSSEN, N.M.M., PRICE G.D., KNAUER, J., PÁLFY, J. (2010): Integrated isotope and biostratigraphy of a Lower Cretaceous section from the Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary): A new Tethyan record of the Weissert event. - Cretaceous Research, **31**: 525-545.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. - International Journal of Earth Sciences, **95**: 431-450.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2001): The tectonic evolution of the central Northern Calcareous Alps. - Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **25**: 85-87, Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2002): Der Mittelabschnitt der nördlichen Kalkalpen – ein Deckenpuzzle? - Erlanger Geologische Abhandlungen, Sonderband **3**: 29-30, Erlangen.



- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion - a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. - *International Journal of Earth Sciences*, **92**: 712-727.
- FUGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **55/2**: 189-216, Wien.
- FUGGER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch - Ungarischen Monarchie. SW-Gruppe Nr. 18 Hallein und Berchtesgaden. (Zone 13, Kol. VIII der Spezialkarte der Österreichisch - Ungarischen Monarchie im Maßstab 1:75:000). - Kaiserlich-Königliche Geologischen Reichsanstalt: 34 Seiten, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: Sedimentology, basin evolution and tectonics - an overview. - *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen*, **230**: 163-213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). - *International Journal of Earth Sciences*, **95**: 451-462, Berlin/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Stubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136** Heft 2: 347-350.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberrjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1997): Conodont Colour Alteration Indices (CAI) – eine Möglichkeit für die Kartierung des Öl- und Gasfensters in mehrphasig deformierten karbonatdominierten Sedimentbecken. - *Erdöl Erdgas Kohle*, **113/4**: 164-167, Hamburg/Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). *Exkursionsführer Sediment 2000 - Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*, **44**: 97-156.
- GAWLICK, H.-J. (2004): Die Gollinger Hallstätter Schollenregion – Neue Daten zur stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Geo. Alp*, **1**: 11-36, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J., & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision of the Tressenstein limestone: reinterpretation of the Late Jurassic to ?Early Cretaceous sedimentary evolution of the Plassen carbonate platform (Austria, Northern Calcareous Alps). - *Journal of Alpine Geology*, **51**: 1-30, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSZYN, L., LEIN, R., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. - *International Journal of Earth Sciences*, **97**: 865-881, Berlin/Heidelberg.

- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., HOXHA, L., DUMITRICA, P., KRYSYTN, L., LEIN, R., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys ocean origin. - *International Journal of Earth Sciences*, **97/4**: 865-881, Berlin/Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S., SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. - *Memoir Societa Geologia Italiana*, **57**: 123-132, Roma.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T., BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - *Geologische Rundschau*, **87**: 644-657.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSYTN, L., BLAU, J., LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**: 1-152.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tiefers Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: Neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrenberg. - *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen*, **236**: 351-421, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., MISSONI, S. (2007a): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat-Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Salzkammergut, Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkl-Schwelle am Nordrand des Tauglboden-Beckens. - *Journal of Alpine Geology*, **48**: 83-100.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI H. (2007b): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein-Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikation zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. - *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen*, **243/1**: 1-70, Stuttgart.
- GRABOWSKI, J. (2011): Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review. - *Volumina Jurassica*, **2011/09**: 105-128.
- GRABOWSKI, J., SCHNYDER, J., SOBIEN, K., KOPTÍKOVÁ, L., KRZEMIŃSKI, L., PSZCZÓKOWSKI, A., HEJNAR, J., SCHNABL, P. (2013): Magnetic susceptibility and spectral gamma logs in the Tithonian/Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): Palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. - *Cretaceous Research*, **30**: 1247-1262.
- GRADSTEIN, F., OGG, J., SMITH, A. (2004): *A geological timescale*. Cambridge University Press: 1-589, Cambridge.
- GRÖCKE, D.R., PRICE, G.D., RUFFELL, A.H., MUTTERLOSE, J., BARABOSHKIN, E. (2003): Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**: 97-118.

- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - Mitteilungen der geologischen Gesellschaft Wien, **6**: 238-357 und 374-501.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. - Bulletin de la Societe Geologique de France., **6**: 359-422.
- HERRLE, J.O. (2002): Paleooceanographic and Paleoclimatic Implications on Mid-Cretaceous Black Shale Formation in the Vocontian Basin and the Atlantic: Evidence from Calcareous Nannofossils and Stable Isotopes. - Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen, **27**, 1-114.
- HRADECKÁ, L. (2003): Srovnání spodnokřídového foraminiferového společenstva z výplní štramberských vápenců lomu Kotouč ve Štamberku na Moravě se společenstvem stejného stáří z lomu Gutrathsberg v Gartenau v Rakousku. - Sbor. věd. prací VŠB-Tech. univ. Ostrava, Ř. hornicko-geologická, mimoř. čís. ke 4. paleont. semináři, **XLIX**: 45-47.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. - Geologica et Palaeontologica., **5**: 131-147.
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. - Zitteliana, **15**: 3-163, München.
- JENKINS, H.C. (1996): Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and Southern Europe. - Terra Nova, **8**: 75-85.
- JONES, C & JENKINS, H.C. (2001): Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. - American Journal of Science, **301**: 112-149.
- KARAMATA, S. (2006): The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. In: Robertson, A.H.F & Mountrakis, D. (Hrsg.): Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. - Geological Society London Special Publication, 260: 155-178, (Geological Society) London.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. - 1-289, (Bornträger) Berlin.
- KOSTAKI, G., KILIAS, A., GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. (2013): ?Kimmeridgian-Tithonian shallow-water platform clasts from mass flows on top of the Vardar/Axios ophiolites. – Bulletin Geological Society Greece, **XLVII**: 1-10, Athen.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1997): New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps and other parts of the Western Tethys. Part II: Inner Western Carpathians. - Mineral Slovaca, **29**: 164-209.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **18**: 87-129.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**: 109-135.

- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias Beckenentwicklung der Unkener Synklinale (Nördlichen Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg-Formation. - Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**: 1-41, Innsbruck.
- KRAINER, K., MOSTLER, H., HADITSCH, H.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalk-Alpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. - Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **50**: 257-293, Wien.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2010): Berriasian turbidites in the central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria): palaeogeography and hinterland reconstructions. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **72**: 60.
- KRISCHE, O. (2012): Die Platznahme der Alpenen Haselgebirge Mélange: Die geodynamische Entwicklung der zentralen nördlichen Kalkalpen im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide. - Unveröff. Dissertation, Montanuniversität Leoben, Leoben.
- KRISCHE, O., BUJTOR, L., GAWLICK H.-J. (2013a): Calpoinellid and Ammonite Biostratigraphy of uppermost Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks from the Leube quarry (Northern Calcareous Alps, Salzburg, Austria). - Austrian Journal of Earth Sciences, Volume **106/1**, Wien.
- KRISCHE, O., GORIČAN, S., GAWLICK, H.-J. (2014): Erosion of a Jurassic ophiolitic nappe-stack as indicated by exotic components in the Lower Cretaceous Rossfeld-Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Geologica Carpathica **65/1**: 3-24.
- KRISCHE, O., KURZ, W., GAWLICK, H.-J. (2011a): Prägosauic Bloc Re-Arrangement as recorded From Late Jurassic to Early Cretaceous Facies Belts in the Central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria. - 10<sup>th</sup> Alpine Workshop “CorseAlp2011”, Abstract Volume **43**, Pisa.
- KRISCHE, O., KURZ, W., GAWLICK, H.-J. (2011b): The Weitenau syncline: not a uniform Late Jurassic-Early Cretaceous basin fill (Salzburg, Austria) – (In: BORNEMANN, A., BRACHER, T.C., EHRMANN, W. (Hrsg): Abstract Volume Sediment 2011) 51, Leipzig.
- Krische, O., Suzuki, H., Gawlick, H.-J. (2013 b): Mikrofazies und Radiolarienfauna der *Saccocomakalke* in der westlichen Weitenau (Hochreith Einheit) [Nördliche Kalkalpen, Salzburg]: Neue Daten zur Platznahme der Alpenen Haselgebirge Mélange. - Jb Geol. B.-A., **153/1**, Wien
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den österreichischen Nordalpen. - Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, **1971/3**: 486-509, Wien.
- KRYSTYN, L. (1972): Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruchs Neumühle bei Wien (Österreich). - Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **76**: 195-310, Wien.
- LECUYER, C. & ALLEMAND, P. (1999): Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: Implications for the climate interpretation of the N18O of marine sediments. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **63**: 351-361.

- LINI, A., WEISSERT, H., ERBA, E. (1992): The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. - *Terra Nova*, **4**: 374-384.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. (1995): Strike-slip faulting in orogen parallel motion, II: Displacement transfer and accommodation at different structural levels in the late-stage history of the Alps. - *Geological Society of America Abstract Program.*, **23**: A 197, Washington.
- LOUIS-SCHMID, B., RAIS, P., BERNASCONI, S.M., PELLENARD, P., COLLIN, P.-Y., WEISSERT, H. (2007): Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): a plate tectonic trigger? - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **248**: 459-472.
- MANDL, G.W., ONDREJICKOVÁ, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134**: 309-318.
- MANDL, G.W., ONDREJICKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136**: 841-871.
- MCARTHUR, J.M., JANSSEN, N.M.M., REBOULET, S., LENG, M.J., THIRLWALL, M.F., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Palaeotemperatures, polar ice volumes, and isotope stratigraphy (Mg/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ): the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **248**: 391-430.
- MCARTHUR, J.M., MUTTERLOSE, J., PRICE, G.D., RAWSON, P.F., RUFFELL, A., THIRLWALL, M.F. (2004): Belemnites of Valanginian, Hauterivian and Barremian age: Sr-isotope stratigraphy, composition ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , Na, Sr, Mg), and palaeoceanography. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**: 253-272.
- MICHALÍK, J., (2009): 3<sup>rd</sup> Workshop on the Jurassic/Cretaceous boundary of the IUGS Subcommittee of Cretaceous Stratigraphy, Milano, Italy. - *Geologica Carpathica*, **60**: 306.
- MICHALÍK, J., LINTNEROVÁ, O., REHÁKOVÁ, D., BOOROVÁ, D., ŠIMO, V. (2012): Early Cretaceous sedimentary evolution of a pelagic basin margin (the Manín Unit, Central Western Carpathians, Slovakia). - *Cretaceous Research*, **38**: 68-79.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010a): Evidence for Jurassic Subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine; Germany). - *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **100**: 1605-1631, (Springer) Berlin.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010b): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). - *Facies*, **57**: 137-186, (Springer) Berlin/Heidelberg.
- MISSONI, S. (2003): Analyse der mittel- und oberjurassischen Beckenentwicklung in den Berchtesgadener Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. PhD Thesis, University of Leoben: 150 Seiten, Leoben.

- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) - eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kiesel-sedimenten (Sillenkopf-Formation). - Zentralblatt Geologie Paläontologie. Teil I 2000, Heft **1/2**: 117-143.
- MOCK, R., SYKORA, M., AUBRECHT, R., OZVOLDOVA, L., KRONOME, B., REICHWALDER, P., JABLONSKY, J. (1998): Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. - Slovak Geological Magazine., **4**: 223-260.
- NUNN, E.V., PRICE, G.D. (2010): Late Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) and Mg/Ca ratios: New palaeoclimate data from Helmsdale, northeast Scotland. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **292**: 321-335.
- NUNN, E.V., PRICE, G.D., HART, M.B., PAGE, K.N., LENG, M.J. (2009): Isotopic signals from the Callovian-Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. - Journal of the Geological Society London, **166**: 633-641.
- PADDEN, M., WEISSERT, H., FUNK, H., SCHNEIDER, S., GANSNER, C. (2002): Late Jurassic lithological evolution and carbon-isotope stratigraphy of the western Tethys. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **95**, 333-346.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL R., SCHUSTER, R. (eds) (2009): Erläuterungen Geologische Karte von Salzburg 1:200000. Geologische Bundesanstalt Wien, 162.
- PETRASCHEK, W.E. (1947): Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. - Verh. D. Geol. Bundesanst. **1947**: 148-152, Wien.
- PEZA, L.H. & MARKU, D. (2002): Lower Cretaceous in the Munella Mountains (Mirdita Zone, northeastern Albania). - Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **15**: 365-372, Wien.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **48**: 129-204.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **96/2**, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **XCVIII**: 93-144.
- PLÖCHINGER, B. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf den Blättern Berchtesgaden (93) und St. Wolfgang (95/N1). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**: A48-A49.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968/1-2**: 80-86.

- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974/ 1**: 71-88.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. - Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen, **151**: 304-324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1977): Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B I südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzburg). - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977/2**: 3-11.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. In: OBERHAUSER R (ed): Der geologische Aufbau Österreichs: 217-267, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 94 Hallein. Geologische Bundesanstalt Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. - 1-76, Geologische Bundesanstalt Wien.
- POBER, E. & FAUPL P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geologische Rundschau, **77**: 641-670.
- PODLAHA, O.G., MUTTERLOSE, J., VEIZER, J. (1998): Preservation of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. - American Journal of Science, **298**: 324-347.
- PRICE, G.D. & ROGOV, M.A. (2009): An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian platform. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **273**: 41-49.
- PRICE, G.D., RUFFELL, A.H., JONES, C.E., KALIN, R.M., MUTTERLOSE, J. (2000): Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian–mid Hauterivian). - Journal of Geological Society London, **157**: 335-343.
- PUEYO, E.L., MAURITSCH, H.J., GAWLICK, H.-J., SCHOLGER, R. , FRISCH, W. (2007): New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. - Tectonics, **26**: 1-25.
- RASSER, M.W., VASICEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H., BOOROVA, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irrtümer. – (In: PILLER, W.E. (ed): Stratigraphia Austriaca. - Österreichische Akademie Wiss.) - Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **16**: 193-216.
- RATSCHBACHER, L, FRISCH, W., LINZER, H.-G., MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. - Tectonics, **10**: 257-271.
- REHÁKOVÁ, D., MICHALIK, J., OŽVOLDOVÁ, L. (1996): New microbiostratigraphical data from several Lower Cretaceous pelagic sequences of the Northern Calcareous Alps, Austria (preliminary results). - Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband **4**: 57-81.
- ROGOV, M.A. & PRICE, G.D. (2010): New stratigraphic and isotope data on the Kimmeridgian-Volgian boundary beds of the Subpolar Urals, Western Siberia. - Geological Quarterly, **54**: 33-40.



- ROHLING, E.J. (2007): In: ELIAS, S.A. (Ed.): Oxygen isotope composition of seawater. - Encyclopedia of Quaternary Science, Vol. **3**: 1748-1756, Elsevier.
- RUFFELL, A.H., PRICE, G.D., MUTTERLOSE, J., KESSELS, K., BARABOSHKIN, E., GRÖCKE, D.R. (2002): Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nannofossils, stable isotopes) compared from two successions in the late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia). - Geological Journal, **37**: 17-33.
- SCHLAGER, M. (1953): Beitrag zur Geologie des Trattberges. - Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft am (vom) Haus der Natur Salzburg, **3/4**, Salzburg.
- SCHLAGER, M., & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – Anzeiger der österreichischen Akademie der Wissenschaft, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt 1, **106**: 178-183.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). - Sedimentology, **10**: 65-89, (Blackwell) Oxford.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen Carbonate Platform of the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania) – a tool to reconstruct tectonics and paleogeography of eroded platforms. - Facies, **53**: 209-227, Berlin/Heidelberg.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK H.-J., LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zur Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **46**: 1-34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen Karbonatplattform der Typlokalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). - J. Alp. Geol., **47**: 11-102, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., LEIN, R., MISSONI, S., HOXHA, L. (2012): Onset of Aptian carbonate platform overlying a Middle-Late Jurassic radiolaritic-ophiolitic mélange in the Mirdita Zone of Albania. - Geologica Croatica, **65/1**: 29-40, Zagreb.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., HOXHA, L., LEIN, R., FRISCH, W. (2008): The eroded Late Jurassic Kurbnesh carbonate platform in the Mirdita Ophiolite Zone of Albania and its bearing on the Jurassic orogeny of the Neotethys realm. - Swiss Journal of Geosciences, **101**: 125-138, Basel.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., LEIN, R. & HOXHA, L. (2006): Late Jurassic to Early Cretaceous dasycladales and benthonic foraminifera in the Mirdita Zone (Albania) from the Munella carbonate platform. – (In: TESSARDI-WACKERLE, M.: Pangeo Austria **2006**:), 308-309, Innsbruck University Press, Innsbruck.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., SCHUSTER R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**: 93-117, Basel.

- SCHORN, A. & NEUBAUER, F. (2011): Emplacement of an evaporitic mélange nappe in the central Northern Calcareous Alps: evidence from the Moosegg klippe (Austria). - *Austrian Journal of Earth Sciences*, **104/2**: 22-46, Wien.
- SCHORN, A. (2010): The sulphatic Haselgebirge evaporite mélange revisited: evidence from the Moosegg quarry within the central Northern Calcareous Alps. - Unveröffentlichte Magisterarbeit Universität Salzburg: 1-139, Salzburg.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). - *Zentralblatt Geologie Paläontologie Teil I* **1996**: 329-343.
- SHACKLETON, N.J. & KENNETT, J.P., (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. – (In: KENNETT, J.P., HOUTZ, R.E., ANDREWS, P.B. EDWARDS, A.R., GOSTIN, V.A., HAJÓS, M., HAMPTON, M.A., JENKINS, D.G., MARGOLIS, S.V., OVENSINE, A.T., PERCH-NIELSEN, K. 1974:) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **29**: 743-756, Washington.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. – (In: SCHAFFER F.X. (ed):) *Geologie von Österreich*: 302-413, (Deuticke) Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - *Facies*, **4**: 215-348, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen: 1-580, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil*. 1-710, (Deuticke) Wien.
- TREMOLADA, F., BORNEMANN, A., BRALOWER, T., KOEBERL, C., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2006): Paleoclimatic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: the calcareous phytoplankton response. - *Earth and Planetary Science Letters*, **241**: 361-371.
- UHLIG, V. (1882): Zur Kenntnis der Cephalopoden der Rossfeldschichten. - *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanstalt*, **32/III**: 346-396, Wien.
- UHLIG, V. (1888): Über neokome Fossilien von Gardena in Südtirol nebst ein Anhang über das Neokom von Ischl. - *Jb. d. Kaiserlich Königlichen Geol. Reichsanstalt*, **37/1-1887**: 69-108, Wien.
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., GARDEN, G.A.F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, G., PAWELLEK, F., PODLAHA, O.G., STRAUSS, H. (1999):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. - *Chemical Geology*, **161**: 59-88.
- VON EYNATTEN, H. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. - *Sedimentary Geology*, **124**: 81-111.

- VON EYNATTEN, H., GAUPP, R., WIJBRANS, J.R. (1996):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dating of detrital white micas from Cretaceous sedimentary rocks of the Eastern Alps: evidence for Variscian high-pressure metamorphism and implications for Alpine orogeny. - *Geology*, **34**: 691-694.
- VON GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. I-XX: 1-950, Gotha.
- VON HAUER, F. (1847): Cephalopoden vom Rossfeld. - *Berichte und Mitteilungen der Freunde der Naturwissenschaften Wien*, **3**: 476-480, Wien.
- VON HAUER, F. (1848): Über die Cephalopoden vom Rossfeld südöstlich und südwestlich von Hallein (Österreich). - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognostik, Geologie und Petrefaktenkunde*, **1848**: 371-374, Stuttgart.
- VON HAUER, F. (1868): Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie Blatt VI: Oesterreichische Alpenländer. - *Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **XVIII**: 1-44, Wien.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- Internbrekzien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der nördlichen Kalkalpen. - *Bochumer geologisch - geotechnische Arbeiten*, **27**: 1-239
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus Alpenen Gebirgsbaues. S. 356, Deuticke, Leipzig.
- WEBER, E. (1942): Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Beilage-Bände Abteilung B: Geologie und Paläontologie*, **86**: 247-281.
- WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. - *Zitteliana*, **17**, 1-312.
- WEISSERT, H. & CHANNELL, J.E.T. (1989): Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling? - *Paleoceanography*, **4**: 483-494.
- WEISSERT, H. & ERBA, E. (2004): Volcanism, CO<sub>2</sub> and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. - *Journal of the Geological Society*, **161**: 695-702.
- WEISSERT, H. & LINI, A. (1991): Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? - (In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A., WEISSERT, H. (eds.)) *Controversies in Modern Geology*. - Academic Press: 173-191.
- WEISSERT, H. & MOHR, H. (1996): Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. - *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **122**: 27-43.
- WEISSERT, H., LINI, A., FÖLLMI, K. B., KUHN, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137** (1998): 189-203.
- WEISSERT, H., MCKENZIE, J.A., CHANNELL, J.E.T. (1985): Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. - (In: SUNDQUIST, E.T. & BROEKER, W.S. (eds.)) *The Carbon Cycle and Atmospheric*

- CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present. - Geophysical Monograph, American Geophysical Union, **32**: 531-545.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide und Alttertiär Schichten der nördlichen Ostalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **106**: 89-119, Wien.
- WOLETZ, G. (1970): Zur Differenzierung der kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe von der Schwermineralanalyse. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**: A80-A81, Wien.
- WOLF, H. (1873): Das Gipsvorkommen von Grubach. - Verhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, **1873/3**: 47-49.
- ŽÁK, K., KOŠŤÁK, M., MAN, O., ZAKHAROV, V. A., ROGOV, M. A., PRUNER, P., ROHOVEC, J., DZYUBA, O. S., MAZUCH, M. (2011): Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **299**: 83-96.
- ZAKHAROV, V.A., BAUDIN, F., DZYUBA, O.S., DAUX, V., ZVEREV, V.V., RENARD, M. (2005): Isotopic and faunal record of high paleotemperatures in the Kimmeridgian of the Subpolar Urals. - Russian Geology and Geophysics, **46**: 1-19.

# Anhang

**Tabelle 1: Steinbruch Gutratberg – Daten der chemischen Analyse und  $\delta^{13}C/^{12}C$ -  $\delta^{18}O/^{16}O$ -Isotopie.**

Pnr.	Anm.	Chemische Analyse																	Isotopie		Paläotemp. °C (ANDERSON & ARTHUR 1983)	
		KST	SM	TM	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Σ	$\delta^{18}O/^{16}O$ ‰	$\delta^{13}C/^{12}C$ ‰		
Abschnitt 1: Standardprofil																						
1	0,5	196,8	4,22	3,47	48,21	0,95	8,15	1,50	0,43	0,07	0,30	0,140	0,008	0,03	0,04	86,05	8,15	94,20	-2,61	1,87	27,7	
2	5	502,3	2,47	3,18	53,16	0,87	3,32	1,02	0,32	0,04	0,18	0,040	0,006	0,01	0,04	94,89	3,32	98,21	-2,32	1,84	26,3	
3	30	345,0	2,74	3,30	51,03	0,96	4,71	1,32	0,40	0,04	0,25	0,030	0,005	0,00	0,03	91,09	4,71	95,80	-2,34	2,19	26,4	
4	34	275,4	2,51	2,61	49,60	0,85	5,68	1,63	0,63	0,07	0,32	0,000	0,004	0,02	0,05	88,54	5,68	94,22	-2,56	1,79	27,4	
5	38	137,6	6,66	3,10	45,51	0,84	11,34	1,29	0,42	0,05	0,21	0,030	0,006	0,00	0,04	81,24	11,34	92,58	-2,69	1,88	28,1	
6	45	143,1	4,55	2,68	46,37	0,83	10,85	1,74	0,65	0,08	0,30	0,000	0,004	0,01	0,05	82,77	10,85	93,62	-2,42	1,58	26,8	
7	55	101,0	4,42	2,42	42,96	0,90	14,26	2,28	0,94	0,12	0,40	0,000	0,006	0,01	0,06	76,68	14,26	90,94	-2,39	1,43	26,6	
8	60	124,1	4,55	2,47	44,82	0,88	12,11	1,89	0,77	0,10	0,36	0,000	0,005	0,01	0,06	80,00	12,11	92,11	-2,17	1,55	25,6	
9	66	126,5	4,52	2,50	45,22	0,88	11,98	1,89	0,76	0,10	0,36	0,010	0,005	0,01	0,06	80,72	11,98	92,70	-2,40	1,36	26,7	
10	78	109,2	3,83	2,39	43,37	0,93	13,15	2,42	1,01	0,12	0,47	0,010	0,005	0,02	0,06	77,42	13,15	90,57	-2,39	1,46	26,6	
11	90	109,7	3,60	2,44	42,86	0,94	12,87	2,54	1,04	0,22	0,48	0,010	0,005	0,02	0,05	76,51	12,87	89,38	-2,41	1,32	26,7	
12	100	135,0	4,16	2,68	45,25	0,84	11,15	1,95	0,73	0,21	0,33	0,010	0,004	0,01	0,05	80,77	11,15	91,92	-2,47	1,34	27,0	
13	110	152,0	4,53	2,67	46,59	0,82	10,26	1,65	0,62	0,14	0,27	0,000	0,006	0,01	0,05	83,16	10,26	93,42	-2,27	1,49	26,0	
14	120	152,7	4,94	2,73	46,76	0,78	10,30	1,52	0,56	0,12	0,24	0,000	0,004	0,00	0,05	83,47	10,30	93,77	-2,27	1,44	26,0	
14	120	152,7	4,94	2,73	46,76	0,78	10,30	1,52	0,56	0,12	0,24	0,000	0,004	0,00	0,05	83,47	10,30	93,77	-2,27	1,44	26,0	
15	130	93,3	3,54	2,27	41,01	1,03	14,51	2,84	1,25	0,25	0,56	0,010	0,006	0,03	0,06	73,20	14,51	87,71	-2,25	1,41	26,0	
16	140	93,4	3,55	2,26	40,93	1,03	14,47	2,83	1,25	0,25	0,56	0,010	0,005	0,03	0,06	73,06	14,47	87,53	-2,30	1,48	26,2	
17	150	101,4	4,55	2,34	43,05	0,86	14,24	2,19	0,94	0,19	0,37	0,000	0,005	0,01	0,07	76,84	14,24	91,08	-2,69	1,35	28,1	
18	160	84,4	3,66	2,34	40,33	1,02	15,81	3,03	1,29	0,26	0,57	0,010	0,004	0,03	0,06	71,99	15,81	87,80	-2,34	1,38	26,4	
19	170	106,5	4,54	2,36	43,67	0,84	13,75	2,13	0,90	0,21	0,36	0,020	0,004	0,01	0,07	77,95	13,75	91,70	-2,65	1,35	27,9	
20	172	92,9	4,16	2,18	42,34	0,91	15,22	2,51	1,15	0,14	0,41	0,000	0,005	0,02	0,08	75,58	15,22	90,80	-2,73	1,41	28,3	
21	180	99,3	5,12	2,12	43,07	0,83	14,69	1,95	0,92	0,11	0,29	0,000	0,004	0,01	0,09	76,88	14,69	91,57	-2,67	1,52	28,0	
258	181,5	95,8	4,37	2,29	43,63	0,91	15,25	2,43	1,06	0,13	0,39	0,000	0,005	0,02	0,08	77,88	15,25	93,13	-2,48	1,70	27,1	
257	183	97,3	4,93	2,27	44,10	0,85	15,29	2,15	0,95	0,12	0,33	0,000	0,006	0,02	0,08	78,72	15,29	94,01	-2,68	1,77	28,0	
22	184	53,9	3,09	2,14	34,30	1,25	20,89	4,60	2,15	0,19	0,80	0,000	0,004	0,05	0,07	61,23	20,89	82,12	-2,63	1,75	27,8	
256	185	86,2	3,57	2,22	41,38	0,99	15,84	3,06	1,38	0,15	0,52	0,000	0,004	0,02	0,07	73,86	15,84	89,70	-2,67	1,74	28,0	
255	186	61,5	3,82	2,07	36,57	1,03	19,82	3,50	1,69	0,18	0,57	0,000	0,004	0,03	0,09	65,28	19,82	85,10	-2,70	1,70	28,1	
254	188	116,8	4,64	2,14	45,98	0,84	13,22	1,94	0,91	0,11	0,30	0,010	0,007	0,01	0,09	82,07	13,22	95,29	-2,91	1,77	29,1	
253	189	54,4	6,19	2,43	36,03	0,90	22,76	2,61	1,07	0,15	0,39	0,000	0,009	0,06	0,08	64,31	22,76	87,07	-2,75	1,65	28,4	
252	191	87,5	3,18	1,98	41,41	1,04	15,47	3,23	1,63	0,15	0,56	0,000	0,004	0,03	0,08	73,92	15,47	89,39	-2,51	1,63	27,2	
251	192	51,2	2,79	1,66	31,95	1,23	20,37	4,55	2,74	0,19	0,84	0,000	0,004	0,04	0,08	57,03	20,37	77,40	-2,45	1,45	26,9	
250	194	59,0	2,91	1,78	34,43	1,19	19,08	4,20	2,36	0,19	0,75	0,000	0,004	0,04	0,07	61,46	19,08	80,54	-2,31	1,23	26,3	
23	195	44,4	3,32	1,99	31,81	1,27	23,82	4,77	2,40	0,21	0,79	0,020	0,003	0,04	0,09	56,78	23,82	80,60	-1,99	1,05	24,7	
249	196	59,5	2,86	2,06	33,79	1,19	18,49	4,35	2,12	0,18	0,76	0,000	0,004	0,03	0,09	60,32	18,49	78,81	-2,03	1,22	24,9	
248	197	51,2	3,10	2,08	32,41	1,22	20,82	4,53	2,18	0,19	0,77	0,000	0,004	0,03	0,09	57,85	20,82	78,67	-2,19	1,25	25,7	
247	198	45,3	3,05	2,05	29,95	1,30	21,83	4,81	2,35	0,21	0,81	0,060	0,004	0,04	0,09	53,46	21,83	75,29	-2,44	1,27	26,9	
246	200	45,8	5,62	2,38	32,36	1,06	24,29	3,04	1,28	0,22	0,45	0,080	0,008	0,07	0,09	57,76	24,29	82,05	-2,34	1,30	26,4	
24	201	36,3	2,96	1,85	28,55	1,42	26,02	5,70	3,09	0,26	0,96	0,000	0,006	0,04	0,10	50,96	26,02	76,98	-2,51	1,14	27,2	
25	202	36,5	2,96	1,84	28,33	1,40	25,67	5,62	3,06	0,26	0,95	0,000	0,004	0,04	0,10	50,57	25,67	76,24	-2,35	0,87	26,4	
259	203	61,9	2,75	2,08	34,91	1,24	18,29	4,49	2,16	0,18	0,79	0,000	0,004	0,03	0,09	62,31	18,29	80,60	-2,23	1,24	25,9	
260	204	54,7	4,11	1,83	34,76	1,10	21,37	3,36	1,84	0,16	0,58	0,000	0,005	0,03	0,11	62,05	21,37	83,42	-2,25	1,17	26,0	
261	206	45,7	3,51	2,11	31,33	1,23	22,88	4,42	2,10	0,20	0,73	0,000	0,004	0,03	0,11	55,92	22,88	78,80	-2,39	1,30	26,6	
26	207	40,4	2,53	1,88	28,99	1,79	23,50	6,06	3,21	0,26	1,05	0,220	0,006	0,04	0,09	51,75	23,50	75,25	-1,82	1,12	24,0	
262	208	53,0	4,07	1,86	33,93	1,14	21,55	3,44	1,86	0,22	0,52	0,390	0,006	0,05	0,11	60,57	21,55	82,12	-2,09	1,16	25,2	
263	210	53,9	2,83	1,83	32,47	1,27	19,69	4,50	2,46	0,20	0,79	0,000	0,016	0,04	0,10	57,96	19,69	77,65	-2,14	0,96	25,5	
264	212	45,7	4,73	1,71	31,30	1,38	23,50	3,14	1,83	0,29	0,42	0,200	0,010	0,04	0,07	55,87	23,50	79,37	-2,29	0,76	26,1	
27	213	40,8	3,32	1,93	30,37	1,55	24,92	4,95	2,56	0,26	0,88	0,220	0,005	0,05	0,09	54,21	24,92	79,13	-2,16	1,03	25,6	
28	218	41,0	2,53	1,89	28,87	1,78	23,04	5,96	3,16	0,25	1,04	0,200	0,005	0,04	0,09	51,53	23,04	74,57	-2,07	1,01	25,1	
29	223	75,0	3,08	2,16	38,35	1,35	16,77	3,72	1,72	0,16	0,66	0,010	0,005	0,02	0,07	68,45	16,77	85,22	-2,53	1,76	27,3	
30	227	62,6	3,56	1,93	36,41	1,25	19,36	3,58	1,86	0,18	0,62	0,000	0,004	0,03	0,10	64,99	19,36	84,35	-2,14	1,31	25,5	
31	231	47,1	2,85	1,96	31,22	1,58	21,81	5,06	2,59	0,24	0,88	0,100	0,004	0,03	0,08	55,73	21,81	77,54	-2,27	1,43	26,1	
32	234	76,9	3,23	1,95	38,36	1,28	16,44	3,36	1,72	0,16	0,60	0,080	0,005	0,02	0,09	68,47	16,44	84,91	-2,24	1,45	25,9	
33	238	53,9	2,84	1,97	32,89	1,46	20,02	4,68	2,38	0,29	0,82	0,020	0,004	0,03	0,09	58,71	20,02	78,73	-1,86	1,30	24,2	
34	243	82,3	3,24	1,92	39,36	1,25	15,75	3,20	1,67	0,15	0,57	0,000	0,004	0,02	0,10	70,26	15,75	86,01	-2,36	1,35	26,5	

35	248	40,7	2,67	1,66	28,46	2,56	23,55	5,51	3,33	0,26	0,92	0,140	0,004	0,03	0,10	50,80	23,55	74,35	-1,65	1,59	23,2
40	274,5	71,7	3,07	1,92	37,33	1,35	17,10	3,67	1,91	0,16	0,72	0,100	0,004	0,02	0,10	66,63	17,10	83,73	-1,75	1,34	23,7
245	275	57,0	2,88	1,97	33,40	1,48	19,24	4,43	2,25	0,32	0,81	0,050	0,004	0,03	0,09	59,62	19,24	78,86	-1,85	1,51	24,1
244	275,5	68,9	3,04	2,09	36,90	1,31	17,56	3,90	1,86	0,28	0,72	0,100	0,004	0,03	0,09	65,87	17,56	83,43	-1,93	1,69	24,5
243	276	48,3	2,92	1,99	30,89	1,60	21,16	4,82	2,42	0,30	0,86	0,090	0,004	0,03	0,09	55,14	21,16	76,30	-1,95	1,70	24,6
242	277	69,4	3,27	2,03	37,18	1,31	17,69	3,62	1,78	0,28	0,67	0,060	0,005	0,02	0,09	66,37	17,69	84,06	-2,18	1,66	25,7
241	277,5	71,7	3,44	2,06	37,99	1,24	17,54	3,43	1,67	0,25	0,63	0,070	0,005	0,02	0,09	67,81	17,54	85,35	-2,20	1,63	25,7
240	278	48,3	2,75	2,02	30,58	1,51	20,75	5,04	2,49	0,33	0,94	0,010	0,004	0,03	0,08	54,59	20,75	75,34	-2,34	1,60	26,4
239	278,5	56,9	3,07	2,05	33,80	1,38	19,59	4,29	2,09	0,31	0,79	0,020	0,004	0,02	0,08	60,33	19,59	79,92	-2,25	1,60	26,0
238	279	44,9	2,79	1,89	29,65	1,55	21,74	5,10	2,70	0,33	0,89	0,570	0,004	0,03	0,09	52,93	21,74	74,67	-2,23	1,63	25,9
39	279,5	45,6	3,05	1,94	31,94	1,54	23,20	5,02	2,60	0,22	0,91	0,010	0,003	0,03	0,09	57,01	23,20	80,21	-1,68	1,50	23,3
237	279,5	19,3	2,54	1,80	16,35	2,02	29,03	7,34	4,07	0,52	1,17	0,640	0,004	0,04	0,07	57,01	29,03	86,04	-1,85	1,55	24,1
220	280	60,5	3,61	2,04	35,39	1,35	19,56	3,63	1,78	0,21	0,66	0,030	0,006	0,02	0,09	63,17	19,56	82,73	-2,00	1,65	24,8
221	280,5	58,7	3,05	2,04	34,13	1,38	19,13	4,21	2,06	0,21	0,79	0,070	0,004	0,03	0,09	60,92	19,13	80,05	-2,05	1,71	25,0
222	281	29,5	7,27	2,06	25,31	1,23	30,30	2,80	1,36	0,33	0,33	0,330	0,009	0,04	0,08	45,18	30,30	75,48	-2,25	1,45	26,0
223	281,5	26,9	2,41	1,67	20,71	2,05	25,76	6,69	4,01	0,33	1,19	0,510	0,004	0,03	0,09	36,97	25,76	62,73	-2,46	1,33	27,0
224	282	49,6	2,63	1,84	30,45	1,62	20,08	4,94	2,68	0,23	0,94	0,420	0,004	0,03	0,09	54,35	20,08	74,43	-2,43	1,44	26,8
225	282,5	79,3	3,25	2,04	39,32	1,26	16,33	3,37	1,66	0,16	0,66	0,020	0,004	0,02	0,10	70,19	16,33	86,52	-2,45	1,48	26,9
226	283	39,9	2,69	1,86	27,28	1,62	22,53	5,46	2,93	0,24	1,04	0,250	0,004	0,03	0,09	48,69	22,53	71,22	-2,49	1,56	27,1
227	283,5	45,1	3,04	1,91	29,55	1,59	21,81	4,71	2,47	0,23	0,88	0,090	0,004	0,03	0,09	52,75	21,81	74,56	-2,37	1,60	26,5
228	284	66,2	3,81	2,00	36,77	1,25	18,59	3,25	1,63	0,16	0,61	0,030	0,005	0,02	0,10	65,63	18,59	84,22	-2,63	1,59	27,8
229	284,5	57,7	2,84	1,98	33,33	1,44	18,93	4,42	2,24	0,20	0,86	0,180	0,004	0,03	0,09	59,49	18,93	78,42	-2,28	1,58	26,1
230	285	44,1	2,85	1,92	28,87	1,59	21,65	5,00	2,61	0,22	0,95	0,130	0,004	0,03	0,09	51,53	21,65	73,18	-2,69	1,43	28,1
38	285,5	53,9	5,83	2,12	35,65	1,07	22,73	2,65	1,25	0,13	0,44	0,030	0,005	0,01	0,09	63,64	22,73	86,37	-2,12	1,30	25,4
231	285,5	55,5	3,21	2,03	33,76	1,43	20,17	4,20	2,08	0,19	0,78	0,050	0,004	0,03	0,09	60,26	20,17	80,43	-2,18	1,55	25,6
232	286	63,3	3,86	2,06	36,23	1,26	19,18	3,34	1,62	0,18	0,63	0,080	0,012	0,02	0,09	64,67	19,18	83,85	-2,20	1,52	25,7
233	286,5	44,5	2,89	1,95	29,21	1,59	21,71	4,97	2,55	0,22	0,94	0,100	0,005	0,03	0,09	52,14	21,71	73,85	-2,23	1,49	25,9
234	287	51,6	3,25	2,01	32,46	1,45	20,92	4,30	2,14	0,19	0,81	0,090	0,005	0,03	0,09	57,94	20,92	78,86	-2,20	1,55	25,7
235	287,5	47,3	2,58	1,98	30,02	1,60	20,71	5,33	2,69	0,23	1,03	0,110	0,004	0,03	0,09	53,59	20,71	74,30	-2,20	1,62	25,7
236	288	46,3	2,77	1,96	29,70	1,54	21,06	5,04	2,56	0,23	0,95	0,140	0,004	0,02	0,09	53,01	21,06	74,07	-2,12	1,67	25,4
37	289,5	29,3	2,59	1,73	24,69	2,03	28,11	6,87	3,97	0,31	1,24	0,230	0,003	0,03	0,09	44,07	28,11	72,18	-1,36	1,04	21,9
36	293,5	130,6	6,65	1,73	45,46	0,86	11,97	1,14	0,66	0,08	0,15	0,340	0,008	0,03	0,09	81,15	11,97	93,12	-2,17	1,43	25,6
41	294	50,8	2,92	1,91	32,78	1,56	21,27	4,78	2,51	0,20	1,03	0,040	0,004	0,03	0,09	58,51	21,27	79,78	-1,79	1,42	23,8
42	294,5	76,0	3,35	1,97	38,56	1,31	16,80	3,33	1,69	0,15	0,72	0,020	0,004	0,02	0,10	68,83	16,80	85,63	-1,20	1,10	21,1
43	296	65,1	4,00	1,48	36,41	1,75	19,04	2,84	1,91	0,21	0,51	0,490	0,009	0,03	0,06	64,99	19,04	84,03	-2,42	1,54	26,8
44	296,5	107,6	5,08	1,53	41,23	2,14	13,31	1,58	1,03	0,20	0,28	0,130	0,013	0,11	0,06	73,60	13,31	86,91	-1,95	1,27	24,6
45	304	73,5	7,53	1,48	37,92	2,01	18,32	1,45	0,98	0,15	0,23	0,230	0,016	0,13	0,05	67,69	18,32	86,01	-1,74	1,18	23,6
46	311	173,6	5,87	1,38	47,11	1,34	9,35	0,92	0,67	0,12	0,06	0,110	0,010	0,01	0,05	84,09	9,35	93,44	-1,44	0,34	22,2
47	321	41,3	5,01	1,71	32,23	1,47	26,95	3,39	1,99	0,42	0,51	0,560	0,004	0,05	0,07	57,53	26,95	84,48	-2,69	0,84	28,1
48	331	22,2	14,85	1,27	25,62	1,25	41,73	1,57	1,24	0,20	0,17	0,610	0,013	0,03	0,04	45,73	41,73	87,46	-2,26	0,70	26,0

<b>Abschnitt 2: Profil S-Steinbruch</b>																					
49		64,5	3,69	1,87	36,83	1,18	19,04	3,36	1,80	0,16	0,64	0,090	0,004	0,02	0,09	65,74	19,04	84,78	-1,98	0,95	
50		47,1	2,92	1,70	31,58	1,47	22,14	4,78	2,81	0,22	0,93	0,370	0,004	0,02	0,09	56,37	22,14	78,51	-1,45	1,08	
51		51,7	4,03	1,90	34,76	1,30	22,69	3,69	1,94	0,19	0,67	0,090	0,004	0,02	0,10	62,05	22,69	84,74	-2,00	1,02	
52		32,5	2,63	1,66	26,29	1,94	26,94	6,40	3,85	0,31	1,17	0,370	0,003	0,03	0,10	46,93	26,94	73,87	-2,45	0,96	
53		26,1	5,61	1,46	26,07	1,51	35,08	3,71	2,55	0,68	0,43	0,560	0,011	0,08	0,08	46,53	35,08	81,61	-2,64	0,83	
54		80,7	5,50	1,26	39,34	2,03	17,04	1,73	1,37	0,28	0,16	0,170	0,009	0,02	0,07	70,22	17,04	87,26	-2,23	0,35	
55		18,9	18,65	1,46	23,63	1,49	45,95	1,46	1,00	0,22	0,14	0,500	0,020	0,02	0,03	42,18	45,95	88,13	-1,75	1,72	

Abschnitt 3: Alter Steinbruch																				
56		1276,4	1,07	3,67	54,58	0,84	1,14	0,83	0,23	0,03	0,13	0,030	0,005	0,01	0,04	97,43	1,14	98,57	-2,11	1,84
57		2379,4	1,17	5,63	54,60	0,77	0,62	0,45	0,08	0,01	0,00	0,130	0,005	0,00	0,02	97,46	0,62	98,08	-2,87	2,26
59		2670,7	3,93	0,57	51,88	0,60	0,65	0,06	0,11	0,04	0,04	0,000	0,006	0,00	0,02	92,61	0,65	93,26	-1,77	2,02
60		9672,1	0,00	15,67	54,95	0,77	0,00	0,47	0,03	0,02	0,00	0,000	0,007	0,00	0,02	98,09	0,00	98,09	-1,88	1,87
61		5231,3	2,00	0,23	52,70	0,58	0,32	0,03	0,13	0,03	0,03	0,000	0,006	0,00	0,02	94,07	0,32	94,39	-2,30	2,07
62		115,8	10,28	3,96	43,94	0,89	13,26	1,03	0,26	0,04	0,18	0,090	0,009	0,01	0,03	78,43	13,26	91,69	-2,40	1,75
63		277,3	2,71	3,31	49,90	0,93	5,72	1,62	0,49	0,07	0,31	0,050	0,005	0,01	0,04	89,07	5,72	94,79	-2,50	1,72
64		156,3	4,74	2,79	46,77	0,87	10,05	1,56	0,56	0,07	0,26	0,010	0,004	0,00	0,05	83,48	10,05	93,53	-2,29	1,79
65		227,0	3,64	2,72	49,57	0,86	7,17	1,44	0,53	0,06	0,25	0,040	0,004	0,00	0,05	88,48	7,17	95,65	-2,29	1,68
66		1545,9	3,26	0,63	51,55	0,70	1,10	0,13	0,21	0,04	0,06	0,047	0,007	0,00	0,02	92,02	1,10	93,12	-2,48	2,11
67		234,7	3,02	2,81	49,55	0,85	6,80	1,66	0,59	0,07	0,32	0,020	0,004	0,01	0,04	88,45	6,80	95,25	-2,49	1,73



**Tabelle 2: Roßfeld - Daten der chemischen Analyse und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie.**

Pnr.	Anm.	Chemische Analyse																	Isotopie	
		KST	SM	TM	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Σ	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	‰	‰
68	A1	141,7	3,22	2,69	45,65	0,96	10,48	2,37	0,88	0,09	0,41	0,000	0,003	0,03	0,05	81,49	10,48	91,97	-1,47	1,37
69	A2	196,6	3,56	2,98	48,51	0,84	8,08	1,70	0,57	0,07	0,25	0,000	0,002	0,02	0,04	86,59	8,08	94,67	-1,51	1,40
70	A4	97,9	6,81	2,10	43,79	0,83	15,38	1,53	0,73	0,08	0,19	0,000	0,003	0,01	0,07	78,17	15,38	93,55	-1,76	1,40
71	A4	83,1	5,78	2,14	41,49	0,89	17,06	2,01	0,94	0,10	0,28	0,020	0,003	0,01	0,07	74,06	17,06	91,12	-1,88	1,53
72	A5	44,4	4,83	2,11	33,88	1,12	25,98	3,65	1,73	0,18	0,55	0,090	0,003	0,04	0,08	60,48	25,98	86,46	-2,37	1,34
73	A6	77,6	3,66	2,27	39,83	1,10	17,01	3,23	1,42	0,15	0,54	0,070	0,003	0,03	0,07	71,10	17,01	88,11	-1,56	1,46
74	A7	52,0	5,52	1,93	36,13	1,06	23,80	2,84	1,47	0,16	0,41	0,160	0,005	0,05	0,10	64,49	23,80	88,29	-2,42	1,06
75	A7	58,8	2,88	2,09	35,60	1,26	19,73	4,63	2,22	0,20	0,79	0,000	0,003	0,03	0,09	63,55	19,73	83,28	-2,08	1,04
76	A7	66,2	11,95	1,57	39,30	0,83	20,92	1,07	0,68	0,10	0,08	0,360	0,008	0,03	0,08	70,15	20,92	91,07	-2,28	1,02
77	A8	28,7	6,71	1,40	28,15	1,62	34,74	3,02	2,16	0,36	0,31	0,420	0,006	0,04	0,10	50,25	34,74	84,99	-3,01	1,01
78	A9	39,1	2,98	1,90	30,07	1,46	25,40	5,59	2,94	0,31	0,86	0,030	0,003	0,04	0,09	53,67	25,40	79,07	-3,36	0,91
79	A10	19,2	4,06	0,90	19,29	4,87	39,46	4,61	5,11	0,93	0,38	0,020	0,005	0,02	0,08	34,43	39,46	73,89	-4,49	-0,43
80	A11	124,1	7,84	3,21	46,15	0,87	12,85	1,25	0,39	0,05	0,16	0,000	0,003	0,01	0,04	82,38	12,85	95,23	-2,91	0,81
81	A11	777,8	3,15	4,92	54,03	1,03	2,24	0,59	0,12	0,02	0,03	0,040	0,004	0,00	0,02	96,44	2,24	98,68	-2,08	2,15
82	A12	1455,7	1,38	6,00	54,81	1,03	1,06	0,66	0,11	0,02	0,05	0,040	0,004	0,00	0,02	97,84	1,06	98,90	-2,96	1,44
83	A12	185,0	4,74	3,30	48,39	0,88	8,77	1,42	0,43	0,06	0,20	0,000	0,003	0,01	0,04	86,38	8,77	95,15	-2,82	1,07
84	A14	66,1	4,67	2,24	38,68	1,03	19,79	2,93	1,31	0,14	0,47	0,020	0,004	0,04	0,07	69,04	19,79	88,83	-2,27	1,44
85	A15	32,6	3,24	1,93	28,11	1,44	28,82	5,86	3,03	0,26	0,87	0,020	0,003	0,03	0,10	50,18	28,82	79,00	-2,72	1,03
86	A15	38,6	3,15	1,90	30,32	1,36	26,08	5,42	2,85	0,25	0,86	0,000	0,003	0,03	0,10	54,12	26,08	80,20	-2,10	0,88
87	A16	27,8	2,70	2,01	24,95	1,70	29,75	7,36	3,67	0,37	1,10	0,240	0,002	0,04	0,08	44,54	29,75	74,29	-4,29	1,00
88	A17	34,3	2,62	1,79	27,78	1,77	26,72	6,55	3,65	0,34	1,12	0,020	0,002	0,04	0,12	49,59	26,72	76,31	-3,62	0,61
89	A17	39,5	2,90	1,94	29,94	1,70	25,16	5,72	2,95	0,35	0,92	0,200	0,003	0,04	0,10	53,44	25,16	78,60	-3,11	0,93
90	A17	39,4	2,88	1,87	29,70	1,73	25,02	5,66	3,03	0,33	0,90	0,350	0,003	0,03	0,10	53,01	25,02	78,03	-3,09	1,12
91	A17	49,4	2,63	0,98	31,76	1,83	21,34	4,00	4,10	0,53	0,50	2,580	0,005	0,04	0,10	56,69	21,34	78,03	-3,54	0,97
92	A17	36,6	2,84	1,82	28,70	1,70	26,00	5,91	3,24	0,33	0,94	0,510	0,003	0,03	0,09	51,23	26,00	77,23	-3,18	1,24
93	A18	20,6	3,90	0,92	19,55	5,48	37,87	4,64	5,06	0,85	0,46	0,010	0,006	0,02	0,09	34,90	37,87	72,77	-4,60	-0,60
94	A19	18,4	3,72	0,85	17,78	6,02	39,80	4,92	5,77	0,97	0,45	0,080	0,006	0,03	0,08	31,74	39,80	71,54	-4,91	-0,74
95	A20	34,8	4,30	1,03	27,79	3,40	28,92	3,42	3,31	0,67	0,36	0,470	0,007	0,02	0,09	49,61	28,92	78,53	-3,81	-1,49
96	A21	21,7	4,04	0,95	20,29	5,44	37,21	4,48	4,72	0,89	0,44	0,160	0,007	0,02	0,08	36,22	37,21	73,43	-4,54	-0,35
97	A22	19,4	3,54	0,89	18,07	6,15	38,25	5,08	5,73	0,96	0,48	0,120	0,006	0,03	0,08	32,25	38,25	70,50	-5,04	-0,79
98	A23	39,6	4,34	1,11	29,66	3,33	26,97	3,27	2,94	0,64	0,32	0,090	0,008	0,02	0,09	52,94	26,97	79,91	-4,09	-0,75
99	A24	21,8	4,48	1,12	21,65	4,02	37,62	4,43	3,97	0,93	0,40	0,160	0,007	0,02	0,09	38,65	37,62	76,27	-4,77	-0,55
100	A24	31,5	2,65	1,79	26,69	1,91	28,16	6,82	3,81	0,39	1,12	0,020	0,003	0,04	0,10	47,64	28,16	75,80	-4,28	0,32
101	A25	31,9	2,69	1,68	27,14	1,62	28,12	6,56	3,90	0,40	0,91	0,000	0,003	0,05	0,10	48,44	28,12	76,56	-3,85	0,81
102	A26	20,8	4,08	1,06	20,47	4,48	37,81	4,78	4,49	0,96	0,47	0,460	0,007	0,02	0,09	36,54	37,81	74,35	-4,65	-0,28
103	A27	19,6	4,05	0,89	19,13	5,43	39,14	4,56	5,11	0,86	0,44	0,000	0,006	0,02	0,08	34,15	39,14	73,29	-4,44	-0,60
104	A28	37,2	4,17	1,02	28,41	3,74	27,82	3,36	3,31	0,62	0,33	0,100	0,007	0,02	0,11	50,71	27,82	78,53	-2,92	-0,28
105	A29	45,6	2,91	2,00	31,84	1,48	22,99	5,27	2,63	0,27	0,84	0,170	0,003	0,04	0,10	56,83	22,99	79,82	-3,59	1,01
106	A30	36,2	4,81	1,24	29,13	2,54	28,61	3,29	2,66	0,65	0,30	0,720	0,008	0,01	0,09	52,00	28,61	80,61	-4,03	-0,86
107	A30	28,9	3,09	1,39	24,84	3,02	30,11	5,67	4,08	0,69	0,77	0,570	0,005	0,04	0,09	44,34	30,11	74,45	-3,82	0,16
108	A30	38,7	4,43	1,26	30,07	2,42	27,37	3,44	2,74	0,62	0,36	0,630	0,006	0,02	0,10	53,67	27,37	81,04	-4,30	0,03
109	A30	27,0	2,48	1,61	23,73	2,28	29,51	7,35	4,57	0,40	1,23	0,110	0,003	0,05	0,11	42,36	29,51	71,87	-3,04	0,53
110	A30	36,4	2,92	1,75	28,69	1,80	26,30	5,73	3,27	0,38	0,91	0,230	0,005	0,03	0,09	51,21	26,30	77,51	-3,34	1,01

Tabelle 3: Östliche Weitenau - Daten der chemischen Analyse und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie.

Pnr.	Anm.	Chemische Analyse																	Isotopie	
		KST	SM	TM	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Σ	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	‰	‰
111		84,2	7,39	2,34	42,72	0,81	17,52	1,66	0,71	0,06	0,22	0,000	0,006	0,01	0,07	76,26	17,52	93,78	-2,95	1,24
112		1252,4	0,91	2,84	54,66	0,89	1,12	0,91	0,32	0,02	0,17	0,210	0,004	0,03	0,02	97,57	1,12	98,69	-3,75	1,90
113		85,0	7,23	2,30	42,97	0,83	17,43	1,68	0,73	0,06	0,22	0,020	0,006	0,01	0,07	76,70	17,43	94,13	-3,13	1,90
114		113,1	6,48	2,21	45,35	0,77	13,73	1,46	0,66	0,05	0,18	0,000	0,005	0,00	0,06	80,95	13,73	94,68	-3,91	1,18
115		176,6	5,24	3,66	48,50	0,88	9,27	1,39	0,38	0,06	0,22	0,070	0,005	0,02	0,04	86,57	9,27	95,84	-3,87	1,95
116		1780,6	0,45	2,61	38,66	12,87	0,53	0,86	0,33	0,03	0,15	0,080	0,007	0,00	0,02	69,01	0,53	69,54	-0,44	2,41
117		1469,7	1,64	15,50	54,86	0,96	1,08	0,62	0,04	0,02	0,05	0,000	0,004	0,00	0,02	97,93	1,08	99,01	-0,90	2,36
118		179,4	6,64	4,79	48,44	0,86	9,23	1,15	0,24	0,04	0,17	0,020	0,005	0,01	0,03	86,47	9,23	95,70	-2,62	1,70
120		101,4	10,70	4,37	45,06	0,82	15,52	1,18	0,27	0,05	0,16	0,010	0,005	0,01	0,03	80,43	15,52	95,95	-3,60	1,84
121		177,7	4,87	3,82	48,45	0,92	9,16	1,49	0,39	0,06	0,26	0,050	0,006	0,02	0,04	86,48	9,16	95,64	-3,25	1,76
122		74,9	6,46	2,38	40,93	0,95	18,79	2,05	0,86	0,09	0,33	0,010	0,005	0,02	0,05	73,06	18,79	91,85	-2,86	1,31
123		73,4	6,02	2,55	40,74	0,96	19,02	2,27	0,89	0,10	0,36	0,000	0,005	0,02	0,05	72,72	19,02	91,74	-2,88	1,28
198	PW4	21,8	14,64	2,28	25,88	1,03	42,55	2,02	0,89	0,19	0,26	0,240	0,018	0,01	0,03	46,20	42,55	88,75	-3,74	0,74
199	PW4	48,9	4,86	2,15	35,16	1,13	24,49	3,44	1,60	0,15	0,59	0,000	0,005	0,03	0,08	62,76	24,49	87,25	-3,43	1,24
200	PW4	61,3	5,60	2,16	38,37	1,01	21,42	2,61	1,21	0,11	0,43	0,000	0,006	0,02	0,08	68,49	21,42	89,91	-3,78	1,18
201	PW4	60,2	4,64	1,85	37,67	1,08	21,21	2,97	1,61	0,14	0,51	0,000	0,006	0,05	0,08	67,24	21,21	88,45	-3,79	0,99
202	PW4	58,2	5,14	1,80	37,51	1,04	21,98	2,75	1,53	0,13	0,45	0,000	0,006	0,03	0,08	66,96	21,98	88,94	-3,31	0,99
203	PW4	83,3	6,98	1,96	42,23	0,85	17,49	1,66	0,85	0,07	0,22	0,000	0,010	0,01	0,07	75,38	17,49	92,87	-4,50	0,69
204	PW4	52,9	6,35	2,15	36,94	0,97	24,07	2,59	1,20	0,11	0,40	0,000	0,006	0,02	0,07	65,94	24,07	90,01	-3,65	0,89
205	PW4	37,7	4,36	2,14	31,35	1,28	28,24	4,41	2,06	0,18	0,70	0,140	0,005	0,03	0,07	55,96	28,24	84,20	-3,44	1,00
206	PW4	35,4	3,19	2,02	29,37	1,46	27,64	5,80	2,87	0,26	0,88	0,000	0,004	0,04	0,07	52,43	27,64	80,07	-5,09	0,71
207	PW4	38,2	3,38	2,01	30,58	1,43	26,80	5,29	2,64	0,26	0,78	0,000	0,005	0,04	0,09	54,59	26,80	81,39	-4,82	0,84
208	PW4	52,1	3,14	2,04	34,41	1,32	21,76	4,65	2,28	0,19	0,73	0,030	0,005	0,03	0,08	61,42	21,76	83,18	-4,01	0,87
209	PW4	47,5	3,09	2,01	32,53	1,37	22,62	4,88	2,42	0,20	0,80	0,010	0,004	0,03	0,08	58,07	22,62	80,69	-3,62	0,94
210		49,4	3,49	2,14	34,13	1,27	22,96	4,49	2,10	0,17	0,72	0,170	0,005	0,03	0,07	60,92	22,96	83,88	-3,62	1,03
211	PW3	50,4	3,92	2,18	34,89	1,17	23,21	4,05	1,86	0,17	0,60	0,000	0,004	0,03	0,06	62,28	23,21	85,49	-2,82	0,93
212	PW3	74,7	9,56	3,20	41,65	0,87	19,44	1,55	0,48	0,05	0,25	0,000	0,005	0,01	0,04	74,35	19,44	93,79	-4,80	1,46
213	PW3	1607,0	1,09	5,17	55,07	0,81	0,91	0,70	0,14	0,02	0,08	0,000	0,008	0,01	0,02	98,30	0,91	99,21	-3,22	1,62
214	PW3	508,5	2,92	4,52	52,94	0,87	3,32	0,93	0,21	0,03	0,14	0,000	0,004	0,01	0,03	94,50	3,32	97,82	-2,31	1,73
215	PW3	4646,2	0,35	39,08	55,76	0,89	0,20	0,55	0,01	0,01	0,03	0,000	0,005	0,00	0,02	99,53	0,20	99,73	-4,12	0,86
218	PW3	214,2	6,35	4,83	49,55	0,85	7,88	1,03	0,21	0,03	0,14	0,070	0,004	0,00	0,03	88,45	7,88	96,33	-2,86	1,77
219	PW3	1233,2	1,31	4,62	53,95	0,82	1,22	0,76	0,17	0,02	0,09	0,000	0,005	0,04	0,03	96,30	1,22	97,52	-1,78	1,63
265		97,8	5,02	1,60	44,13	0,90	15,30	1,87	1,17	0,07	0,27	0,000	0,005	0,02	0,09	78,77	15,30	94,07	-	-
266		79,0	4,22	1,63	40,45	1,01	17,21	2,53	1,55	0,10	0,38	0,000	0,005	0,03	0,10	72,20	17,21	89,41	-	-
267		73,7	4,50	1,84	39,47	0,94	18,04	2,60	1,41	0,10	0,41	0,020	0,005	0,02	0,11	70,45	18,04	88,49	-	-
268		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
269		124,8	9,84	4,63	47,94	0,98	13,40	1,12	0,24	0,04	0,16	0,050	0,004	0,01	0,02	85,57	13,40	98,97	-	-
270		315,0	5,07	5,06	55,11	0,79	5,86	0,97	0,19	0,03	0,14	0,000	0,004	0,01	0,03	98,37	5,86	104,23	-	-
271		168,1	5,80	4,38	51,21	0,87	10,33	1,45	0,33	0,05	0,24	0,000	0,005	0,02	0,04	91,41	10,33	101,74	-	-
272		680,8	4,49	57,30	40,29	12,60	2,39	0,52	0,01	0,02	0,02	0,000	0,008	0,00	0,02	71,92	2,39	74,31	-	-
273		124,6	6,43	2,50	47,26	1,21	13,06	1,45	0,58	0,06	0,21	0,000	0,005	0,00	0,05	84,36	13,06	97,42	-	-
274		114,5	5,38	2,00	46,09	0,85	13,67	1,69	0,85	0,06	0,26	0,000	0,004	0,01	0,07	82,27	13,67	95,94	-	-
275		96,5	6,64	2,16	44,48	0,78	15,82	1,63	0,75	0,06	0,24	0,000	0,005	0,01	0,06	79,40	15,82	95,22	-	-
276		126,7	9,64	3,69	48,59	0,80	13,33	1,09	0,29	0,04	0,13	0,000	0,007	0,00	0,04	86,73	13,33	100,06	-	-
277		192,6	6,53	4,04	52,69	0,88	9,34	1,15	0,28	0,04	0,17	0,090	0,006	0,02	0,03	94,05	9,34	103,39	-	-
278		319,7	6,59	3,52	56,69	0,85	6,06	0,72	0,20	0,03	0,06	0,000	0,008	0,00	0,03	101,19	6,06	107,25	-	-
279		180,9	5,58	3,17	51,46	0,89	9,64	1,31	0,41	0,05	0,21	0,150	0,004	0,01	0,04	91,86	9,64	101,50	-	-
280		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
281		86,1	6,37	2,19	42,53	0,94	16,97	1,83	0,84	0,08	0,29	0,100	0,004	0,03	0,06	75,92	16,97	92,89	-	-
282		87,6	7,19	2,23	43,02	0,88	16,94	1,63	0,73	0,08	0,25	0,140	0,004	0,03	0,05	76,79	16,94	93,73	-	-
283		58,0	8,78	1,21	35,76	0,81	21,55	1,34	1,11	0,12	0,13	0,000	0,005	0,01	0,07	63,83	21,55	85,38	-	-
284		149,6	2,36	1,57	47,34	0,81	9,97	2,58	1,64	0,08	0,41	0,000	0,004	0,03	0,08	84,50	9,97	94,47	-	-
285		27,9	7,70	1,64	24,62	0,88	30,95	2,50	1,52	0,31	0,26	0,000	0,005	0,01	0,07	43,95	30,95	74,90	-	-
286		105,1	6,05	2,32	45,40	0,84	14,75	1,71	0,73	0,07	0,25	0,000	0,004	0,01	0,06	81,04	14,75	95,79	-	-
287		86,1	5,27	2,30	42,21	0,89	16,63	2,20	0,96	0,09	0,36	0,000	0,004	0,02	0,06	75,34	16,63	91,97	-	-
288		47,5	7,82	1,98	32,68	0,92	23,98	2,04	1,03	0,16	0,25	0,000	0,004	0,01	0,06	58,33	23,98	82,31	-	-

289	114,2	5,53	2,38	46,38	0,83	13,79	1,76	0,74	0,07	0,27	0,000	0,004	0,01	0,05	82,79	13,79	96,58	-	-
290	87,4	7,38	2,09	43,29	0,78	17,09	1,57	0,75	0,06	0,20	0,000	0,004	0,01	0,08	77,27	17,09	94,36	-	-
291	133,9	5,69	2,61	48,07	0,92	12,21	1,55	0,60	0,07	0,24	0,000	0,004	0,01	0,05	85,80	12,21	98,01	-	-
292	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
295	148,7	5,57	2,53	49,90	0,77	11,37	1,46	0,58	0,05	0,21	0,000	0,003	0,01	0,05	89,07	11,37	100,44	-	-
296	97,8	4,98	2,30	44,02	0,84	15,19	2,13	0,92	0,08	0,33	0,000	0,003	0,01	0,06	78,58	15,19	93,77	-	-
297	45,0	3,55	2,00	30,57	1,19	22,70	4,27	2,13	0,18	0,62	0,030	0,005	0,02	0,06	54,57	22,70	77,27	-	-
305	46,8	3,38	1,99	31,03	1,19	22,04	4,34	2,18	0,17	0,64	0,000	0,004	0,03	0,07	55,39	22,04	77,43	-	-
306	51,0	3,08	1,95	32,14	1,27	20,78	4,46	2,29	0,19	0,69	0,000	0,004	0,03	0,07	57,37	20,78	78,15	-	-
307	54,1	3,08	1,95	32,91	1,22	20,03	4,29	2,21	0,18	0,67	0,000	0,003	0,03	0,06	58,74	20,03	78,77	-	-
308	63,1	3,32	2,01	36,01	1,13	18,83	3,79	1,89	0,15	0,61	0,000	0,004	0,03	0,07	64,28	18,83	83,11	-	-
309	25,6	2,26	1,55	20,20	1,64	25,90	6,97	4,50	0,36	0,95	0,030	0,004	0,05	0,13	36,06	25,90	61,96	-	-
310	40,8	2,42	1,69	27,39	1,50	21,79	5,67	3,35	0,28	0,82	0,010	0,004	0,04	0,10	48,89	21,79	70,68	-	-
311	38,9	2,93	2,00	27,51	1,33	23,30	5,31	2,65	0,21	0,84	0,000	0,004	0,03	0,07	49,11	23,30	72,41	-	-
312	83,5	4,79	2,45	41,46	0,95	16,75	2,48	1,01	0,10	0,41	0,000	0,004	0,02	0,06	74,01	16,75	90,76	-	-
313	66,5	3,48	2,03	36,89	1,10	18,36	3,53	1,74	0,14	0,57	0,000	0,004	0,03	0,06	65,85	18,36	84,21	-	-
314	61,2	3,31	1,49	35,40	1,18	19,18	3,48	2,33	0,15	0,53	0,000	0,004	0,04	0,12	63,19	19,18	82,37	-	-
315	61,6	3,74	1,97	35,93	1,10	19,44	3,45	1,75	0,13	0,54	0,020	0,004	0,02	0,07	64,14	19,44	83,58	-	-
316	35,7	2,89	1,84	26,16	1,37	24,22	5,43	2,94	0,20	0,87	0,010	0,003	0,03	0,09	46,70	24,22	70,92	-	-

Tabelle 4: Zentrale Weitenau - Daten der chemischen Analyse und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie.

Pnr.	Anm.	Chemische Analyse																	Isotopie	
		KST	SM	TM	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Σ	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$
					%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	‰	‰
119		633,2	2,54	4,25	53,93	0,78	2,67	0,85	0,20	0,02	0,10	0,000	0,003	0,00	0,03	96,27	2,67	98,94	-2,90	2,10
124		578,9	2,47	4,57	53,60	0,79	2,89	0,96	0,21	0,03	0,13	0,000	0,003	0,01	0,03	95,68	2,89	98,57	-2,40	1,98
125		676,4	2,22	4,55	54,15	0,78	2,46	0,91	0,20	0,03	0,12	0,000	0,003	0,01	0,03	96,66	2,46	99,12	-2,06	2,00
126		564,8	2,63	4,70	53,83	0,82	3,00	0,94	0,20	0,03	0,12	0,000	0,003	0,01	0,03	96,09	3,00	99,09	-2,03	2,01
127		1564,3	0,70	4,09	54,87	0,98	0,82	0,94	0,23	0,02	0,18	0,130	0,005	0,08	0,02	97,94	0,82	98,76	-2,13	2,24
128		4454,1	3,00	0,63	53,23	0,47	0,39	0,05	0,08	0,03	0,04	0,012	0,005	0,00	0,02	95,02	0,39	95,41	-3,67	1,78
129		3017,4	2,25	0,96	52,70	0,65	0,55	0,12	0,12	0,03	0,07	0,044	0,003	0,00	0,02	94,07	0,55	94,62	-2,44	2,21
130		155,9	4,58	3,90	47,21	0,97	10,14	1,76	0,45	0,06	0,34	0,050	0,006	0,02	0,04	84,27	10,14	94,41	-3,61	2,28
131		591,5	1,85	4,59	53,40	0,84	2,70	1,20	0,26	0,04	0,19	0,030	0,004	0,03	0,03	95,32	2,70	98,02	-3,17	1,57
132		133,3	7,47	3,85	46,60	0,89	12,04	1,28	0,33	0,05	0,20	0,080	0,006	0,01	0,04	83,18	12,04	95,22	-4,52	2,12
133		131,3	5,34	3,18	46,09	0,98	11,90	1,70	0,53	0,06	0,31	0,200	0,005	0,02	0,04	82,27	11,90	94,17	-3,16	2,52
134		83,7	12,17	3,24	42,04	0,86	17,67	1,11	0,34	0,04	0,15	0,090	0,007	0,01	0,04	75,04	17,67	92,71	-4,96	2,40
135		357,4	3,63	3,58	52,18	0,88	4,78	1,03	0,29	0,03	0,15	0,000	0,004	0,03	0,04	93,14	4,78	97,92	-3,92	2,04
136		24,0	3,21	1,40	23,60	2,37	34,16	6,20	4,43	0,45	0,71	0,370	0,004	0,05	0,11	42,13	34,16	76,29	-4,67	1,71
137		27,6	2,76	1,80	25,46	1,59	30,54	7,12	3,96	0,32	0,97	0,000	0,002	0,05	0,11	45,45	30,54	75,99	-4,21	0,77
138		24,6	2,49	1,69	23,09	1,94	31,24	7,89	4,66	0,41	1,03	0,000	0,002	0,05	0,10	41,22	31,24	72,46	-5,18	0,25
139		32,7	4,14	1,89	29,69	1,23	30,78	4,86	2,58	0,18	0,70	0,000	0,004	0,03	0,09	53,00	30,78	83,78	-3,69	1,05
140		50,4	4,38	1,72	35,52	1,12	23,84	3,44	2,00	0,14	0,50	0,000	0,003	0,02	0,08	63,40	23,84	87,24	-3,12	1,15
141		43,5	3,58	2,04	32,73	1,25	25,10	4,71	2,30	0,17	0,73	0,000	0,004	0,03	0,07	58,42	25,10	83,52	-3,59	1,35
142		343,7	3,70	2,01	51,37	0,95	4,93	0,89	0,44	0,04	0,11	0,140	0,013	0,05	0,03	91,70	4,93	96,63	-3,04	0,41
143		32,9	10,05	1,12	30,35	0,95	32,68	1,72	1,54	0,17	0,18	1,440	0,012	0,03	0,03	54,17	32,68	86,85	-3,61	0,88
144		45,9	5,54	1,94	34,71	1,16	26,00	3,09	1,60	0,17	0,47	0,310	0,007	0,03	0,05	61,96	26,00	87,96	-2,95	1,09
145		43,5	5,67	1,91	34,07	1,14	26,99	3,12	1,64	0,16	0,47	0,820	0,007	0,04	0,05	60,81	26,99	87,80	-3,18	0,97
146		25,7	2,51	1,64	24,09	1,74	31,04	7,67	4,68	0,37	0,98	0,080	0,003	0,05	0,11	43,00	31,04	74,04	-4,59	0,24
147		155,4	7,83	2,24	47,56	1,01	10,61	0,94	0,42	0,06	0,08	0,280	0,006	0,05	0,04	84,89	10,61	95,50	-3,63	0,11
148		245,1	4,23	1,80	49,34	1,43	6,78	1,03	0,57	0,07	0,10	0,240	0,008	0,04	0,03	88,07	6,78	94,85	-3,75	0,12
149		50,9	6,55	1,97	36,46	1,07	24,80	2,51	1,28	0,13	0,37	0,320	0,009	0,02	0,04	65,08	24,80	89,88	-4,39	0,80
150		39,6	6,39	1,90	32,92	1,14	28,86	2,96	1,55	0,15	0,44	0,570	0,006	0,03	0,04	58,76	28,86	87,62	-3,39	0,90
151		67,9	6,18	2,06	39,64	0,94	20,05	2,18	1,06	0,13	0,32	0,670	0,006	0,01	0,05	70,76	20,05	90,81	-3,25	0,87
152		517,0	1,65	1,11	52,10	0,90	3,04	0,97	0,87	0,05	0,12	0,490	0,007	0,02	0,05	93,00	3,04	96,04	-2,98	1,25
153		104,9	2,68	1,83	42,10	1,08	12,89	3,12	1,70	0,13	0,53	0,150	0,004	0,03	0,07	75,15	12,89	88,04	-3,64	0,69

Tabelle 5: Westliche Weitenau - Daten der chemischen Analyse und  $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopie.

Pnr.	Anm.	Chemische Analyse																	Isotopie	
		KST	SM	TM	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Σ	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	‰	‰
154		30,2	9,06	1,56	29,53	1,34	34,82	2,35	1,50	0,15	0,34	0,400	0,011	0,03	0,03	52,71	34,82	87,53	-4,54	0,51
155		65,6	5,64	1,32	37,43	1,99	20,00	2,02	1,53	0,26	0,35	0,300	0,017	0,01	0,08	66,81	20,00	86,81	-5,60	-0,23
156		1251,4	1,22	5,14	54,56	0,86	1,19	0,82	0,16	0,03	0,20	0,050	0,009	0,04	0,03	97,39	1,19	98,58	-2,55	2,00
157		262,2	4,49	3,84	49,54	0,97	6,31	1,11	0,29	0,05	0,27	0,210	0,010	0,02	0,03	88,43	6,31	94,74	-3,66	2,46
158		306,5	5,06	3,35	49,78	1,31	5,50	0,84	0,25	0,04	0,19	0,110	0,015	0,01	0,03	88,86	5,50	94,36	-3,81	2,63
159		613,0	2,59	4,08	52,87	0,92	2,72	0,84	0,21	0,04	0,19	0,090	0,015	0,02	0,03	94,37	2,72	97,09	-3,16	2,50
160		15631,2	-0,20	9,27	55,97	0,79	0,00	0,57	0,06	0,02	0,05	0,040	0,009	0,03	0,03	99,91	0,00	99,91	-4,33	0,87
161		102,8	7,76	1,92	43,53	1,04	14,72	1,25	0,65	0,10	0,21	0,290	0,014	0,02	0,03	77,70	14,72	92,42	-4,70	0,67
162		160,4	7,34	2,53	44,69	2,45	9,86	0,96	0,38	0,04	0,21	0,190	0,009	0,01	0,04	79,77	9,86	89,63	-4,81	2,09
163		64,4	11,98	3,27	38,30	1,27	21,11	1,35	0,41	0,07	0,27	0,250	0,012	0,01	0,03	68,37	21,11	89,48	-4,12	2,44
164		289,5	5,51	3,60	50,07	1,06	5,87	0,83	0,23	0,03	0,17	0,090	0,009	0,01	0,04	89,37	5,87	95,24	-3,18	2,30
165		54,9	10,23	1,91	36,53	1,07	23,46	1,50	0,79	0,11	0,27	0,240	0,009	0,08	0,03	65,21	23,46	88,67	-8,25	0,66
166		49,7	11,35	2,14	35,21	1,00	25,02	1,50	0,70	0,12	0,27	0,200	0,011	0,06	0,03	62,85	25,02	87,87	-4,22	0,72
167		45,9	12,64	2,18	34,61	0,92	26,69	1,45	0,66	0,11	0,25	0,070	0,011	0,05	0,03	61,78	26,69	88,47	-3,92	0,85
168	PW6	61,3	5,98	1,58	36,45	1,90	20,85	2,14	1,35	0,32	0,38	0,840	0,020	0,01	0,06	65,06	20,85	85,91	-5,23	-0,11
169	PW6	68,5	5,00	1,14	36,79	2,82	19,01	2,03	1,78	0,29	0,26	0,470	0,019	0,00	0,04	65,67	19,01	84,68	-5,04	0,26
170	PW6	62,6	5,07	1,15	35,50	3,16	20,28	2,14	1,86	0,31	0,27	0,650	0,018	0,01	0,04	63,37	20,28	83,65	-4,23	0,32
171	PW6	80,1	4,57	0,93	37,46	4,14	16,90	1,78	1,92	0,20	0,24	0,500	0,019	0,00	0,05	66,87	16,90	83,77	-4,68	-0,33
172	PW6	26,3	4,51	0,77	22,71	5,78	34,37	3,32	4,29	0,49	0,47	1,440	0,018	0,00	0,05	40,54	34,37	74,91	-5,37	-0,71
173	PW6	110,1	7,84	2,78	45,40	0,88	14,27	1,34	0,48	0,05	0,18	0,060	0,007	0,01	0,04	81,04	14,27	95,31	-4,18	1,69
174	PW6	83,5	4,63	1,20	39,66	2,06	16,44	1,94	1,61	0,23	0,32	0,600	0,016	0,02	0,05	70,79	16,44	87,23	-4,27	0,43
175	PW6	74,7	3,02	2,06	38,28	1,57	16,85	3,75	1,83	0,19	0,84	0,370	0,007	0,05	0,06	68,33	16,85	85,18	-3,48	0,35
176	PW6	36,4	3,99	1,25	28,55	2,87	27,80	3,87	3,10	0,48	0,67	1,310	0,015	0,01	0,06	50,96	27,80	78,76	-4,87	-0,52
177	PW6	99,7	4,91	1,54	41,58	1,26	14,22	1,76	1,14	0,19	0,32	0,730	0,021	0,02	0,05	74,22	14,22	88,44	-4,86	0,38
178	PW6	47,4	3,44	2,22	33,09	1,62	23,41	4,69	2,12	0,26	0,98	0,480	0,008	0,05	0,06	59,07	23,41	82,48	-4,19	0,60
179	PW6	104,9	5,09	1,74	42,31	1,39	13,80	1,72	0,99	0,24	0,28	0,210	0,018	0,01	0,05	75,52	13,80	89,32	-5,12	0,29
180	PW1	102,8	4,67	1,44	42,08	1,28	13,93	1,76	1,22	0,25	0,29	0,320	0,020	0,02	0,05	75,11	13,93	89,04	-5,18	-0,10
181	PW1	42,0	4,26	0,67	27,15	7,06	25,72	2,43	3,61	0,34	0,24	0,650	0,013	0,00	0,06	48,46	25,72	74,18	-4,65	-0,72
182	PW1	39,0	5,29	1,05	28,96	4,28	27,73	2,68	2,56	0,42	0,35	0,430	0,011	0,01	0,06	51,69	27,73	79,42	-4,37	-0,85
183	PW1	34,3	4,55	0,72	25,17	7,05	29,72	2,74	3,80	0,38	0,29	0,530	0,013	0,01	0,05	44,93	29,72	74,65	-4,80	-1,27
184	PW1	42,2	4,37	1,64	32,17	1,61	26,13	3,72	2,26	0,20	0,67	0,820	0,007	0,04	0,04	57,42	26,13	83,55	-3,47	0,47
185	PW1	43,2	6,72	1,81	33,88	1,14	27,26	2,62	1,44	0,17	0,41	0,670	0,008	0,02	0,04	60,48	27,26	87,74	-3,44	-0,08
186	PW2	31,0	7,61	1,79	30,01	1,18	34,07	2,87	1,61	0,27	0,44	0,940	0,010	0,03	0,04	53,57	34,07	87,64	-3,04	0,64
187	PW2	82,9	2,41	1,38	35,25	4,02	14,43	3,47	2,52	0,23	0,80	0,200	0,009	0,07	0,09	62,92	14,43	77,35	-3,83	0,05
188	PW2	82,7	2,91	1,69	37,32	2,70	15,17	3,27	1,94	0,28	0,73	0,550	0,011	0,07	0,05	66,62	15,17	81,79	-3,49	0,51
189	PW2	51,0	2,71	1,94	33,01	1,49	21,10	5,14	2,66	0,27	1,04	0,190	0,005	0,07	0,06	58,92	21,10	80,02	-4,28	0,42
190	PW2	78,1	5,34	1,72	39,21	1,22	17,21	2,03	1,19	0,28	0,38	0,540	0,014	0,03	0,04	69,99	17,21	87,20	-4,17	0,47
191	PW2	63,4	3,01	1,77	35,68	1,66	18,60	3,94	2,23	0,32	0,79	0,470	0,008	0,05	0,04	63,69	18,60	82,29	-4,06	0,54
192	PW2	65,1	2,97	1,86	36,04	1,58	18,23	3,99	2,14	0,38	0,80	0,530	0,009	0,07	0,04	64,33	18,23	82,56	-3,84	0,82
193	PW2	65,8	4,43	1,38	36,73	1,53	19,08	2,50	1,81	0,32	0,48	1,340	0,013	0,03	0,04	65,56	19,08	84,64	-4,47	0,40
194		75,7	2,63	1,85	37,70	1,54	16,16	3,99	2,15	0,20	0,87	0,320	0,006	0,07	0,05	67,29	16,16	83,45	-3,61	1,03
195		21,9	5,95	1,07	23,94	2,82	40,18	3,49	3,26	0,33	0,43	1,250	0,008	0,03	0,06	42,73	40,18	82,91	-4,01	-0,02
196		12,7	20,63	1,61	19,21	1,39	56,21	1,68	1,04	0,19	0,14	0,440	0,019	0,00	0,03	34,29	56,21	90,50	-4,80	0,17
197		19,6	14,68	1,59	24,23	1,61	45,22	1,89	1,19	0,21	0,22	0,400	0,018	0,01	0,04	43,25	45,22	88,47	-4,00	0,21

**Tabelle 6:** Strukturdaten Kartierungsgebiet Roßfeld.

Aufschluss	Probennummer	Strukturdaten	
		Einfallrichtung	Einfallswinkel
A1	68	290	15
		282	10
		240	10
A2	69	330	10
A3		250	10
		260	10
A4	70	270	15
	71		
A7	74	320	10
	75	270	20
	76	320	15
A8	77	244	25
A11	80	360	10
	81	338	10
A12	82	280	20
	83	290	20
A15	85	320	10
	86	310	20
A16	87	232	20
		228	20
A17	88	340	10
	89	350	05
	90		
	91		
	92		
A22	97	260	60
		258	70
A25	101	110	25

**Tabelle 7:** Strukturdaten nach Probennummer im Kartierungsgebiet östliche Weitenau.

Probennummer	Strukturdaten	
	Einfallsrichtung	Einfallswinkel
198-199	320	15
204	240	80
200-203	035	40
	060	50
	045	40
	065	50
113-114	042	60
	048	70
	058	65
	024	85
	054	70
	052	75
111-112	150	60
	152	60
277,278	030	30
	290	30
	280	35
115-118	022	30
	025	30
	026	40
211-219	012	35
	026	30
	042	35
	034	35
	038	35
122,123	230	60
	235	65
210, 297-304	038	55
	046	70
	034	65
	038	80
305	060	80
	058	80
306-307	060	65
	070	60
309	290	30
	264	30
314-316	050	70