



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Kinematik und Deformation an der Leithagebirgs-W-
Randstörung (Wimpassing)

Verfasser

Cigdem Erkmen, Ing.(geol)

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (Msc)

Wien, 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt: Erdwissenschaften

Betreuerin / Betreuer: Univ. Prof. Mag. Dr. Bernhard Grasemann

Diese Arbeit ist meinem Vater Turgut Erkmen gewidmet.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich herzlich bei Herrn Prof. Bernhard Grasmann für die ausgezeichnete Betreuung bedanken. Er war stets um fachliche, organisatorische, moralische Unterstützung seiner Studenten bemüht. Des Weiteren möchte ich Martin Thöni und Urs Klötzli für ihre Unterstützung danken.

Weiteres danken möchte ich für die Hilfe in allen fachlichen und technischen Fragen Marcel Fehner, Christoph Iglseider, Susanne Gier, Cornelius Tschegg und David Schneider.

Mein Dank gilt weiters der Firma Schraufstädter, die mir jederzeit Zutritt in den Steinbruch Schraufstädter gewährte.

Für die moralische Unterstützung gilt besonderer Dank meinen Eltern, die mir das Studium der Geologie ermöglicht haben.

Ein Danke an meine Freunde und Studienkollegen Zekeriya Günes, Richard Laner, Jonas Weil, Alexander Rath, Monika Rockenschaub, Bernhard Bretis, Theresa Schröckenfuchs, Jennifer Zwicker und Anne Kathrin Schäffer für die Diskussionen, die Motivation, etwaige Korrekturen und die schöne Studienzeit.

Und schließlich möchte ich noch meinem Ehemann Volkan Yilmaz danken, der mich ermutigt hat, mein Geologiestudium doch noch abzuschließen.

Inhalt

Zusammenfassung.....	4
Abstract.....	5
Özet.....	6
1. Einleitung.....	7
1.1 Zielsetzung und Fragestellung	7
1.2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes	8
2. Geologischer Überblick.....	11
2.1. Entwicklungsgeschichten des Gebiets.....	11
2.1.1. Die variszische und alpidische Orogenese in der Ostalpen	11
2.1.2. Wiener Becken	14
2.1.3. Das Ostalpin und Unterostalpin	22
2.1.4. Das Unterostalpin in Niederösterreich	26
2.2. Erforschungsgeschichte des Leithagebirges	28
3. Lithologie und Strukturen des Arbeitsgebietes.....	33
3.1. Methodik.....	33
3.2. Geologische Karte des Arbeitsgebietes.....	34
3.3. Lithostratigraphie und Lithologie des Arbeitsgebietes	37
3.3.1. Quarz-Glimmer Schiefer	37
3.3.2. Quarzit.....	38
3.3.3. Dolomitmarmor	39
3.3.4. Leithakalkkonglomerat	40
3.4. Deformation und Kinematik.....	43
3.4.1. Kataklastite.....	43
3.4.2. Veins (Extensionsspalten)	44
3.4.3. Hauptstörung (Abschiebende Seitenverschiebung)	46
3.4.4. Konjugierte Verwerfungen	48

3.4.5. Abschiebungen.....	49
3.5. Geologisches Profil	51
3.6. Strukturell Interpretation	53
4. Mikrostruktur	54
5. Geochronologische Analyse	60
6. Zusammenfassung und Diskussion	67
7. Literaturverzeichnis	70
8. Anhang	81

Zusammenfassung

In dieser Studie wurde mittels digitaler Geländekartierung, tektonischer Geomorphologie und Störungs- und mikrostrukturelle Analysen, eine spröde Hauptstörungszone am Rande des Wiener Beckens (Niederösterreich) untersucht. Das Hauptziel dieser Studie ist das Alter und die Entwicklung dieser Störungszone, welche maßgeblich an der Exhumierung des Leithagebirges beteiligt war, besser verstehen zu können.

Die geologische Entwicklung des Wiener Beckens spielt eine wichtige Rolle um die Geologie des Leithagebirges verstehen zu können. Die NNE-SSW streichende Bergkette liegt am südöstlichen Rand des Wiener Beckens und sie wird durch große Störungen und durch Sedimente des Wiener Beckens im Westen, des Eisenstädter Becken im Süden und das Pannonischen Becken im Osten begrenzt. Die Bergkette ist ein Horst der 34 km lang und maximal 9 km breit ist. Der Fuß des Leithagebirges liegt im flachen Wiener Becken (118 m.) und steigt bis zum Sonnenberg (484 m) an. Die Lithologie des Leithagebirges besteht hauptsächlich aus paläozoischen Gneisen und Glimmerschiefern (z.B. das Variszisch-metamorphe Grundgebirge) und aus einer schwach metamorphen Permomesozoischen Bedeckung, die einen Teil des Unterostalpins darstellt. Während der eo-alpinen Orogenese wurden die Gesteine in der unteren Grünschieferfazies stark deformiert. Dicke Schichten badenischer und dem sarmatischer Sedimente blieben entlang des Randes des Leithagebirges erhalten.

Aufgrund der schlechten Aufschlusslage am Leithagebirge, haben wir den Steinbruch „Schraufstädter“ in der Nähe von Wimpassing, an dem SW- Rand des Leithagebirges, im Detail digital kartiert. In dem Steinbruch sind hauptsächlich metamorphe Permo-triasische Sedimente als Marmor-Ultramytonite und duktil deformierte Quarzite, aufgeschlossen. Alle Lithologien wurden von einer intensiven kataklastischen Deformation stark überprägt. Die Kataklastizone ist über eine strukturelle Dicke von mehr als 500 m aufgeschlossen. In den Zonen weniger intensiver spröder Deformation können die Dolomitmylonite von ultramytonitischen Kalzitmarmore unterschieden werden. Spröde Störungen mit polierten Harnischflächen und Linearen bilden ein konjungiertes N-S streichenden Abschiebungssystem. Einige dieser Störungen wurden später von dextralen Seitenverschiebungen reaktiviert. Kalzitische Kluffüllungen zeigen eindeutig ein W-E Extension. Aufgrund dieser spröden Deformation wurden 10er m mächtige Meta-Quarzit Linsen innerhalb der dolomitischen Marmor Kataklastiten eingelagert. Interessantweise ist diese spröde Störungszone von klastischen Sedimenten des Badeniums überlagert und diese Sedimente zeigen keinerlei Hinweis auf eine tektonische Deformation. Ich schließe daraus, dass die Exhumierung des Leithagebirges vor dem Badenium erfolgt ist.

Abstract

Digital field mapping, tectonic geomorphology, fault slip analysis and microstructural investigations are used to study a major brittle fault zone at the margin of the Vienna Basin (Lower Austria). The major aim of the study is a better understanding of the age and the growth history of this fault zone, which facilitated the exhumation of the Leithagebirge.

The geological evolution of the Vienna Basin plays an important role for the understanding of the geology of the Leithagebirge. This NNE-SSW striking mountain chain is located at the southeastern margin of the Vienna Basin and it is bordered by major faults against the sediments of the Vienna Basin in the W, the Eisenstadt Basin in the S and the Pannonian Basin in the E. The mountain chain is a horst/ridge and has a longitudinal extension of 34 km with a maximum width of 9 km. The elevation rises from the flat Vienna Basin (a.s.l. 118m) to 484 m (Sonnenberg). The lithology of the Leithagebirge consists mainly of Paleozoic gneisses and mica schists (i.e. Variscan metamorphic basement) and its weakly metamorphosed Permo-Mesozoic cover as a part of the Lower Austroalpine realm. During the Eoalpine event, the rocks have been strongly deformed under lower greenschist facies conditions. Thick layers of Badenian and Sarmatian sediments preserved along the margins of the Leithagebirge.

Because the outcrop situation in the Leithagebirge are generally poor, we digitally mapped the quarry "Schraufstädter" near Wimpassing at the SW margin of the Leithagebirge in detail. In the quarry, mainly metamorphic Permo-Triassic sediments comprising marble ultramylonites and ductily deformed quartzites are exposed. All lithologies are strongly overprinted by an intense cataclastic deformation. The zone of pervasive cataclasis is exposed over a structural thickness of more than 500m. In zones of less intense brittle overprint, the dolomite mylonites can be discriminated from calcite ultramylonitic marbles. Brittle fault planes with polished slickensides and slickenlines, form a conjugate N-S striking normal fault system. Some of the faults have been later reactivated by dextral strike-slip movements. Calcite veins clearly post-date W-E extension and precipitate in the partly non-cohesive cataclasites. As a result of this brittle deformation, meta-quartzite lenses are juxtaposed within the dolomitic marble cataclasites separated by up to several meters of non-cohesive cataclasites and fault gouges. Interestingly, the brittle fault zone is overlain by clastic sediments of Badenium age and these sediments have no evidence of any tectonic deformation. We therefore suggest that the exhumation of the Leithagebirge ridge develop prior to the Badenium.

Özet

Bu çalışmada dijital arazi haritalaması, tektonik jeomorfoloji, fay ve mikroyapısal analizleri yapılarak Viyana Havzasının kenar bölgesinde (Doğu Avusturya) bulunan kırılğan Anafayhattı incelenmiştir. Bu çalışmanın ana amacı Leitha dağıının yükselmininde önemli rolü olan bu fay zonunun yaşının ve gelişiminin daha iyi anlaşılabilmesini sağlayabilmektir.

Viyana Havzası Leitha dağıının jeolojisinin anlaşılabilmesinde önemli bir rol oynar. Bu KKD-GGB doğrultusundaki Leitha dağı silsilesi Viyana Havzasının güneydoğu kenarında bulunmaktadır ve fay zonları ile sedimentlerle batıda Viyana Havzası ile sınırlanıp, güneyde Eisenstädter Havzası ve doğuda ise Pannonien Havzası ile komsudur. Bu dağı silsilesi horst-graben şeklinde olup 34 km uzunluğunda ve en çok 9 km genişliğindedir. Leitha dağıının litolojisi ise ağırlıklı olarak palezoik ve mikaşistlerden meydana gelmekte olup (örneğin varistik metamorfik taban) unterostalpin olarak adlandırılan altdoğualp tektonik biriminin bir parçası olarak kabul edilen düşük dereceli metamorfik permomesozoyiklerle örtülüdür. Eoalpin orojenezi sırasında ise bu kayalar yeşilşist faziyesi şartları altında ağır bir şekilde deformasyon geçirmişlerdir. Kalın, badenium ve sarmatium sediment tabakaları ise Leitha dağıının kenar bölümlerinde deformasyon geçirmeden günümüze kadar konumlanmışlardır.

Leitha dağıındaki yetersiz mostralıktan dolayı bu dağıın GB kenarında bulunan Wimpassing isimli ilçe yakınlarındaki Schraufstädter adındaki açık maden işletmesinde detaylı dijital haritalama yapılmıştır. Bu maden işletmesinin bulunduğu alanda ağırlıklı olarak ultramilonitik mermerler ve sünek deforme olmuş Kuvarsitler metamorfik permotrias sedimentleri olarak mostralıktadırlar. Bölgedeki tüm litoloji yoğun bir kataklastik deformasyona uğramıştır. Bu kataklastik zonu 500 m den fazla mostralıktadır. Bu zonda daha az yoğunlukta kırılğan deformasyona uğramasıyla dolomit-milonit kalsit-ultramilonitten ayrılmaktadır. Kırılğan fay zonlarının aynaları ve lineasyonları K-G doğrultulu eşlenik normal fay sistemlerini biçimlendirmektedir. Bu faylardan bazıları daha sonra sol yönlü doğrultu atımlı faylar şeklinde tekrar harekete geçmişlerdir. Kalsit dolgulu yarıklar ise belirgin bir biçimde D-B gerilme göstermekte ve büyük ölçüde, kohesiv olmayan kataklastiklerde konumlanmaktadır. Bu kırılğan deformasyondan dolayı meta-kuvarsit mercekleri kataklastik dolomit mermerlerin içinde tabakalanmışlardır ve metrelerce büyüklükteki kohesiv olmayan kataklastikleri ve fay breşi ni birbirinden ayırmaktadırlar. Bu kırılğan fay zonu klastik badenium sedimentlerince örtülmüştür ve ilginçtir ki bu sedimentlerde tektonik deformation izine rastlanmamaktadır. Buradan da yola çıkarak Leitha dağıının yükselminin badenium zamanından önce olduğu sonucuna varılmaktadır.

1. Einleitung

1.1 Zielsetzung und Fragestellung

Der Schraufstädter Steinbruch befindet sich im Südwesten des Leithagebirges in der Gemeinde Wimpassing in Burgenland.

Das Ziel dieser Studie war, die Lithologien und die tektonische Entwicklung dieses Gebietes zu erforschen. Besonderes Augenmerk wurde auf das Alter und die Entwicklung der Hauptstörung gelegt, welche maßgeblich an der Exhumierung des Leithagebirges beteiligt war.

- ✓ Folgende Methoden wurden für die Untersuchung herangezogen: Detaillierte tektonisch-strukturgeologische Geländeaufnahmen der makroskopischen Strukturen zur Interpretierung ihrer Kinematik und Deformationsgeschichte mit möglichen Altersbeziehungen.
- ✓ Detailkartierung mittels Differential Global Positioning System (DGPS)
- ✓ Mikrotektonische und Petrographische Beschreibungen des auftretenden Gesteins unter besonderer Berücksichtigung der verschiedenen kataklastischen und mylonitischen Deformationsgesteine mittels Backscatter Electron (BSE) Bilder.
- ✓ Geochronologische Analyse mittels Rb-Sr und Ar-Ar Datierung

1.2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Leithagebirge ist im geologischen Sinn ein flacher, langgestreckter Höhenrücken östlich von Wien, dessen Kamm landschaftlich das Wiener Becken im Westen umrahmt und im Osten von der kleinen Ungarischen Tiefebene begrenzt ist. Die Bergkette ist etwa 34 km lang, 3 bis 9 km breit und erstreckt sich westlich des Neusiedler Sees und liegt zwischen den beiden Faltengebirgssystemen Alpen und Karpaten. Der Höhenrücken wird jeweils durch eine Pforte, Ödenburg-Wiener Neustädter Pforte im Süden und Brucker Pforte im Norden getrennt. Das Leithagebirge wird vom Rosaliengebirge (SW) dem nordöstlichsten Ausläufer der Zentralalpen begrenzt und im Nordosten von den Hainburger Bergen, den südwestlichen Ausläufern der Karpaten umschlossen. (siehe Abbildung 1.1)

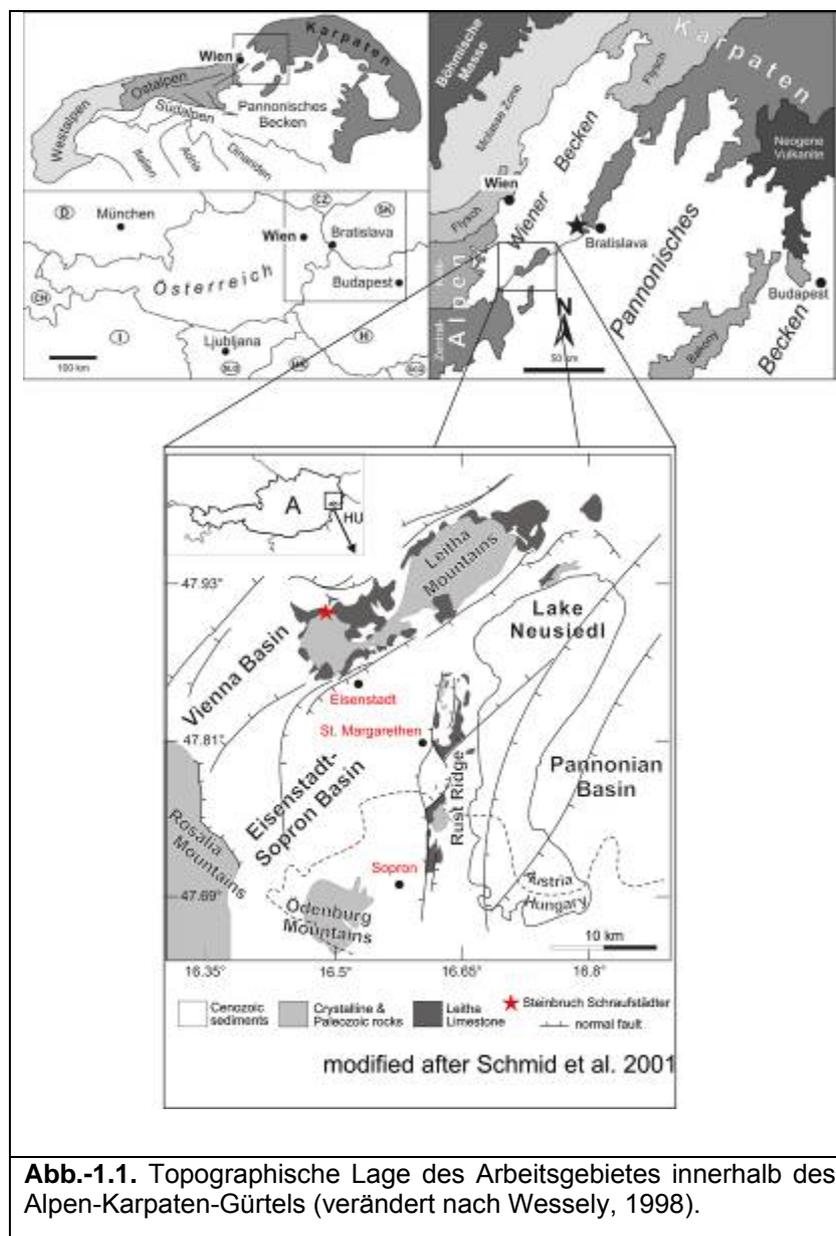


Abb.-1.1. Topographische Lage des Arbeitsgebietes innerhalb des Alpen-Karpaten-Gürtels (verändert nach Wessely, 1998).

Das Leithagebirge liegt in den Bundesländern Niederösterreich und Burgenland, deren Grenze zum Teil dem Höhenkamm des Gebirges folgt. Die allgemeine Streichrichtung des Leithagebirges verläuft von Südwest nach Nordost. Der südwestlichste Teil streicht, nahe der burgenländischen Hauptstadt Eisenstadt, Ost-West. Der nördliche Teil des Leithagebirges fällt nach Osten ein d.h. in Richtung Neusiedlersee. Der höchste Punkt des Leithagebirges ist der Sonnenberg mit einer Höhe von 481 m und liegt im südlichen Teil. Im mittleren Teil des Gebirges liegt die zweithöchste Erhebung mit 441 m Höhe der so genannte Steinerweg-Berg. Der Fuß des Leithagebirges liegt im flachen Wiener Becken (118m).



Abb.-1.2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes (verändert aus Austrian Map online, 2011).

Aufgrund der flächendeckenden Vegetation sind geologische Untersuchungen größtenteils nur in Steinbrüchen des Leithagebirges möglich. Diese Arbeit fokussiert sich auf die Gesteine des Steinbruchs Schraufstädter bei Wimpassing, der sich am südwestlichen Rand des Leithagebirges befindet. (siehe Abbildung 1.2)

Bei diesem Steinbruch handelt es sich um einen Dolomitsteinbruch der Firma Schraufstädter, wobei hauptsächlich Dolomit aber auch Quarzit abgebaut werden.

2. Geologischer Überblick

2.1. Entwicklungsgeschichten des Gebiets

Im Folgenden werden die geologischen Entwicklungen und Gegebenheiten im Umkreis des Untersuchungsgebietes beschrieben. Zunächst wird der Verlauf der variszischen und alpidischen Orogenese erläutert. Danach wird auf das Wiener Becken, die Ostalpen, das Unterostalpin und die Zentralzone der Alpen (Wechsel-Komplex, Semmering-Gruppe, Grobgneis-Komplex) eingegangen.

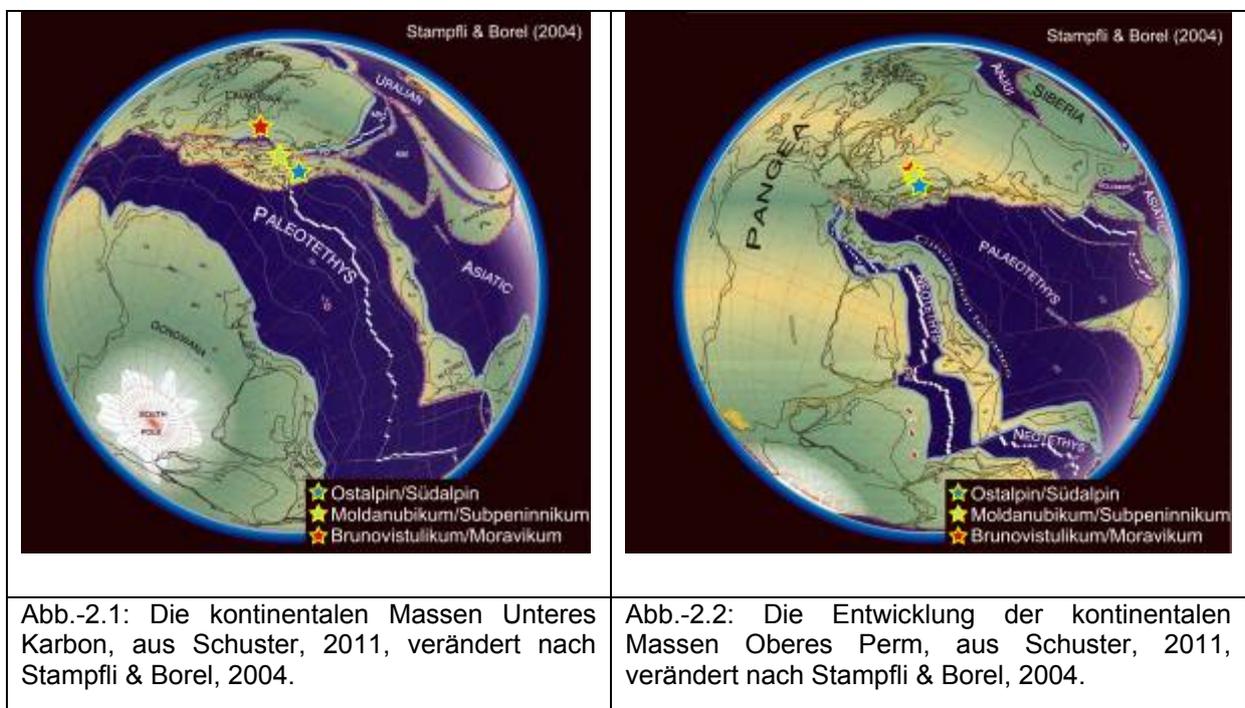
2.1.1. Die variszische und alpidische Orogenese in der Ostalpen

Der folgende Abriss über die variszische und alpidische Gebirgsbildung stützt sich im Wesentlichen auf die Literatur von FAUPL, 2000; WALTER, 2003; SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1997.

Während des Jungpaläozoikum (von 345 bis 248 Ma) vereinigten sich durch Kontinent-Kontinent-Kollisionen alle großen kontinentalen Massen (WALTER, 2003). Im Karbon kam es durch die Konvergenz zwischen Laurussia und Gondwana zur Kollision und dem Einsetzen der variszischen Orogenese in Europa (EBNER et al., 2007). In Europa können drei variszische tektonische Einheiten unterschieden werden. Die nördlichen, nordvergent gelagerten tektonischen Einheiten werden dem Rhenoherynikum und Saxothuringikum und die südliche südvergent gerichtete Einheit dem Moldanubikum und der Böhmisches Masse zugerechnet (KOSSMAT, 1927) (siehe Abbildung 2. 1). Während des Devons bis ins Perm entstanden zahlreiche Granitplutone, die größtenteils dem Moldanubikum (von 375 bis 320 Ma) zugeordnet werden (FAUPL, 2000). Auch die alpinen Paläozoika gehören zur variszischen Orogenese und Bereiche des Ostalpins waren einer grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Gesteinsmetamorphose ausgesetzt (SCHUSTER, 2001). Diese Metamorphose und die Faltung erreichten ihren Höhepunkt zwischen 360 und 300 Ma. Der Grobgneis des Semmering-Wechselgebiets (340 Ma) aus dem ostalpinen Kristallin entstand durch variszische Intrusionen (FAUPL, 2000). Im Perm bildeten erneut alle großen kratonischen Massen einen Superkontinent (Pangäa), dessen umgebender Ozean als Panthalassa bezeichnet wird (KRONER et al., 2008). Der in dieser Kontinentmasse von Osten nach Westen verlaufende Meeressgolf wird als Tethys bzw. in seinem jungpaläozoischen Entwicklungsstadium als Paläotethys bezeichnet (SENGÖR & ATAMANN, 2009) (siehe Abbildung 2.2).

In der Trias (von 248- bis 206 Ma) sind die Ost-, Zentral- und Westalpen wie die Karpaten und das Ungarische Mittelgebirge paläogeographisch Teil der westlichen Tethys (HANSEN & WURSZT, 2006). Diese bildete den großen ozeanischen Golf eines breiten Schelfmeeres,

auf dem sich die Sedimente des Ostalpin ablagerten. Die alpinen Triasvorkommen wurden als Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin in vier tektonische Haupteinheiten der Alpen unterteilt (NEMITZ, 2004). Im Ostalpin werden wiederum drei Teileinheiten unterschieden, das Unter-, Mittel- und Oberostalpin. Das Semmeringgebiet umfasst Schichten des Unterostalpins, die in der Trias schwach metamorph überprägt wurden (TOLLMANN, 1957). Die Gesteinskomplexe des Semmering, die mächtige Metaquarzite und Meta-Arkosen umfassen, werden lokal als Semmeringquarzit und Lantschfeldquarzit bezeichnet (TOLLMANN, 1977). In der Mitteltrias entstanden evaporitische Ablagerungen auf welche die evaporitisch- terrigene Fazies des Bunten Keupers folgt, welche von den Karpaten bis weit in die Alpen verfolgt werden kann. Über dieser lagern im Semmeringgebiet Schichten der karbonatischen Mitteltrias (BÖGEL & SCHMIDT 1976).



Im Jura (von 206- bis 144 Ma) zerfiel Pangäa und der triassische Tethysgolf schloss sich durch Kollisionen und wesentliche Seitenverschiebungen im Ostalpinbereich. In der penninischen Zone entstand der sogenannte Piemont-Ligurische Ozean durch ein Rifting zwischen dem Mittelpenninikum und dem Ostalpin im westlichen Bereich der Tethys (HANSEN & WURSZT, 2006). Diese neue ozeanische Zone wird als Südpenninikum oder Piemontais bezeichnet. Europa und Apulia, bei dem es sich um einen nördlichen Sporn Afrikas handelte, werden durch diese neue Ozeanentstehung getrennt. Während des Beginns der Öffnung des Penninischen Ozeans erlebte der Nordrand der ostalpinen Platte

eine intensive Zerrung und eine starke Scherung (FAUPL, 2000). Die unterostalpinen Gesteine wurden später auch durch die alpine Metamorphose geprägt.

In der Kreide (von 144 bis 65 Ma) ging der Zerfall des Pangäa-Superkontinentes weiter und zwischen der afrikanischen, arabischen und eurasischen Platte sowie den dazwischenliegenden Mikroplatten, setzten sich die bereits im Jura begonnenen Kollisionsvorgänge weiter fort (WALTER, 2003). Diese orogenetische Entwicklung erreichte im mittleren Abschnitt der Kreide ihren ersten Höhepunkt und wird eoalpine Orogenese genannt (THÖNI, 1981; THÖNI & JAGOUTZ, 1992). Vor diesem Höhepunkt wurde die ozeanische Kruste des Südpenninikums in der Unterkreide unter die ostalpine Platte subduziert und im Ostalpin kam es zu großräumigen Krustenverkürzungen (ERDMANN, 2007). Am Nordrand der Ostalpinen Platte entwickelte sich ein Akkretionskeil, der klastisches Material ins Ostalpin lieferte. Das Ostalpin erfuhr durch die kretazische (eoalpine) Orogenese eine großräumige Einengung, wodurch es zur Ausbildung ihrer tektonischen Haupteinheiten (Unter-, Mittel- und Oberostalpine Decken) kam (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1997). Weite Bereiche des Ostalpins waren durch die Orogenese in der Oberkreide (Turon) Landgebiet. Das ostalpine Grundgebirge und die schwachmetamorphen Altpaläozoikumsvorkommen wurden durch die eoalpidische Orogenese geprägt zeigen eine dem Barrow-Typ entsprechende Gesteinsmetamorphose. Das unterostalpine Kristallin ist durch die Grünschieferfazies geprägt (FAUPL, 2000).

Im Paläogen (von 65 Ma bis 23 Ma) und Neogen (von 23 Ma bis 1,3 Ma) lösten sich weitere Teile der Kontinentalmasse Pangäas und durch die Annäherung der afrikanischen und eurasischen Platte wurde die Tethys geschlossen (FAUPL, 2000). Am Ende des Eozäns war der Höhepunkt der mesoalpinen Orogenese erreicht. Dieses mesoalpine Orogenesestadium brachte mehrphasige tektonische Ereignisse mit sich und führte zu einer weiteren Einengung des Alpenkörpers. Während der mesoalpinen Faltung wurden die penninischen Einheiten tief unter die ostalpinen Einheiten versenkt und erlebten so eine intensive Metamorphose (TOLLMANN, 1963). Die Entwicklung der Tethys wurde durch die mesoalpidische Orogenese beendet. An ihrer Stelle entstanden die Paratethys und das Mittelmeer. Zwischen diesen hoben sich die mesoalpin gefalteten Orogenzonen als Festland. Die Paratethys wird in drei Abschnitte, die westliche-, zentrale- und östliche Paratethys, unterteilt (STEININGER & WESSELY, 2000). Die zentrale Paratethys umfasst die deutsch-österreichische Molassezone, die Karpatenvortiefe, das Wiener Becken, sowie das pannonische und dazische Becken. Trotz kühlerer Klimaperioden im Paläozän und Eozän war die Durchschnittstemperatur höher als heute und es gab im Miozän noch Korallenriffwachstum im Wiener Becken. Das Mittelmeer wurde am Ende des Obermiozäns

vom Atlantik isoliert und es kam zu einem schnellen, dramatischen Meeresabfall, der als Salinitätskrise des Messin bekannt ist (RÖGL et al., 1978; FAUPL, 1997).

Im Miozän (von 23 Ma bis 5 Ma) setzte sich der Schließvorgang der westlichen Tethys weiter fort und mit der alpidischen Orogenese kam es zu einem neuen Höhepunkt der tektonischen Entwicklung (WALTER, 2003). Dieses neoalpine Stadium führte zur Bildung der heute vorliegenden Anordnung der einzelnen tektonischen Einheiten. Ab dem Mittelmiozän schob sich die adriatische Platte in die europäische Kruste und in den Südalpen kam es zu Krustenverkürzungen, während sich in den Nordalpen zahlreiche Bruchsysteme ausbildeten. Die östlichen zentralalpinen Einheiten wichen nach Osten aus (RATSCHBACHER, 1986; LINZER et al., 1995) Diese Ostwärtsbewegung fand hauptsächlich entlang der Gailtallinie mit dextralem und im Norden entlang der Salzach-Ennstal-Mariazeller-Puchberger Störung mit sinistralen Bewegungssinn statt. Die Gailtallinie wird auch als Insubrische Linie oder Alpino-Dinarische Naht bezeichnet; an ihr grenzt die Adriatische Platte mit den Südalpen an die Nordalpen (BAUER, 1980). (Abbildung 2.3)

Nach der miozänen Einengung hob sich die zentrale Achse des Gebirges mit den penninischen Einheiten. Im Pliozän und Quartär bildeten sich die Alpen als morphologisches Hochgebirge heraus, dessen Hebung heute noch andauert (FRISCH et al., 1997).

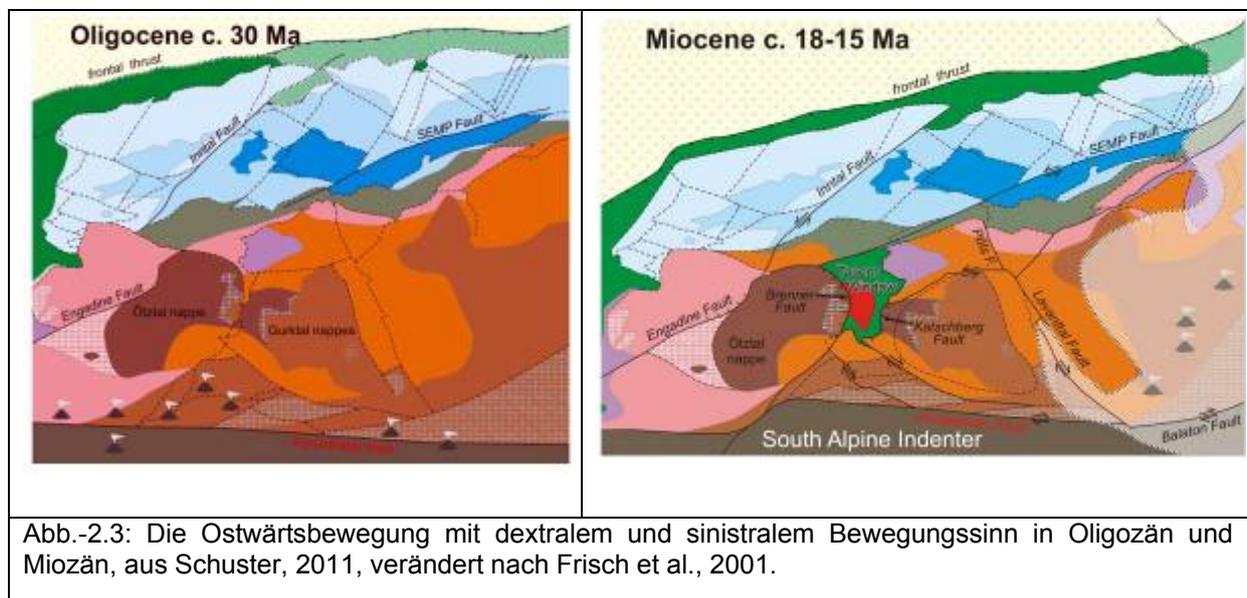


Abb.-2.3: Die Ostwärtsbewegung mit dextralem und sinistralen Bewegungssinn in Oligozän und Miozän, aus Schuster, 2011, verändert nach Frisch et al., 2001.

2.1.2. Wiener Becken

Der nachfolgende Abriss stützt sich auf zusammenfassende Arbeiten von PILLER et al., 1996; WESSELY, 2006; SCHÖNLAUB, 2000 und FAUPL 2000.

Das Wiener Becken ist ein etwa 200 km langes und bis zu 60 km breites Südwest-Nordost-streichendes großes Tertiärbecken in Europa. Das pull-apart Becken hat eine rhombische Form und erstreckt sich zwischen den Ostalpen, den Westkarpaten und dem westlichen Pannonischen Becken (ROYDEN, 1985; WESSELY, 1988). Dieses eingebrochene Zerrungsbecken hat eine direkte Verbindung mit der Eisenstädter Bucht im Bereich der Wiener Neustädter Pforte und zeigt eine sehr ähnliche Entwicklung, weshalb diese als ein Teilbecken betrachtet wird. Die kleine ungarische Tiefebene, die ein Teilbecken des Pannonischen Beckensystems ist, hat über die Hainburger Pforte ebenfalls eine Verbindung mit dem Wiener Becken, die Entwicklung dieser Becken ist jedoch nicht vergleichbar. Das Wiener Becken liegt westlich des (von S nach N streichenden) Rosaliengebirges, Leithagebirges, der Hainburger Berge und der Kleinen Karpaten (PILLER et al., 1996) und ist nordöstlich des Leithagebirges an NE- SW streichenden Brüchen abgesenkt.

In der tiefsten Ebene des Wiener Beckens liegt der Kristallinsockel der Böhmisches Masse und darauf lagert die autochthone mesozoische Sedimentdecke. In der mittleren Ebene befinden sich alpin-karpatische Einheiten, die Flyschzone, die Kalkalpen, die Grauwackenzone mit zentralalpinen Einheiten und das Tatrikum. In der höchsten Ebene liegt die bis zu 5,5 km mächtige syntektonische neogene Beckenfüllung (SCHOPPER, 1991; WESSELY, 2006). Diese sandigen neogenen Schichten sind in den obersten 50 bis 100 Metern grundwassergesättigt (<http://www.wien.gv.at/verkehr/grundbau/tertiaer.html>).

Paratethys und Mittelmeer bildeten sich gemeinsam aus der Tethys; das Wiener Becken ist ein Teil der Paratethys. Die Fazies der neogenen Beckensedimente wird von den Transgressionen und Regressionen der zentralen Paratethys gekennzeichnet (PILLER et al., 1996).

Die Entwicklung dieses intramontanen Beckens umfasst eine frühe piggy-back Phase, die eigentliche pull-apart Phase und eine abschließende Periode der Beckeninversion und regionalen Hebung (PILLER et al., 1996; HINSCH, DECKER, & WAGREICH, 2005).

Dieses Scherungsbecken liegt an einer großen sinistralen Transformstörung (HINSCH et al., 2005) mit zwei sedimentären Ablagerungsräumen zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten. Diese Störungszone besteht überwiegend aus Abschiebungen, die eine linkstretende en- echelon Anordnung haben. Die sigmoidale Form dieser Störungen deutet auf die Entstehung als pull-apart Struktur an einer Nordost-streichenden sinistralen Störung hin (vgl. ROYDEN & HORVART, 1988) (siehe Abbildung 2.4).

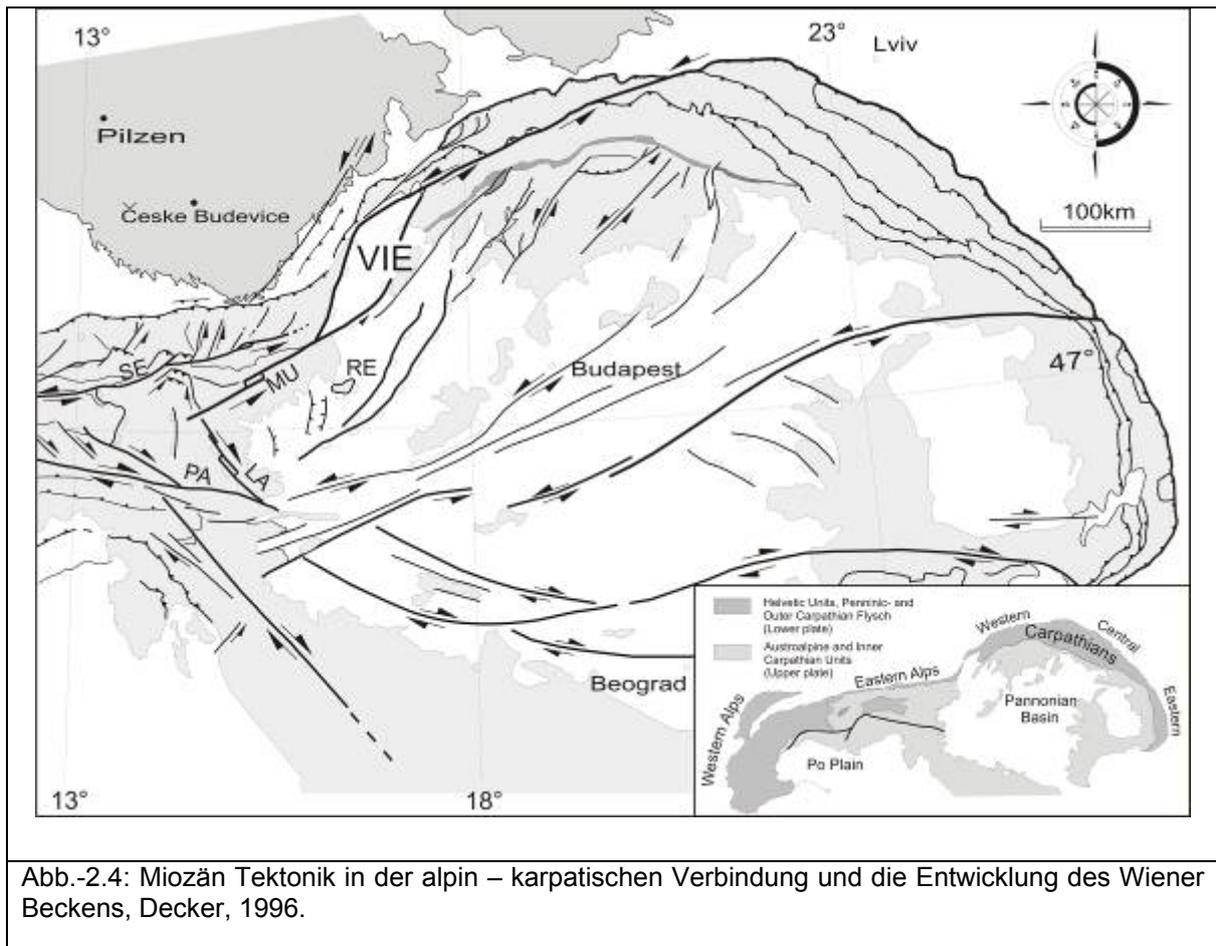


Abb.-2.4: Miozän Tektonik in der alpin – karpatischen Verbindung und die Entwicklung des Wiener Beckens, Decker, 1996.

Die Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens

Im Jura begann durch die Dehnung beim Auseinanderdriften der Kontinentalplatten im Bereich der Alpen und Karpaten die Absenkung des Wiener Beckens in das Kristallin der Böhmisches Masse und die darauf lagernden autochthonen mesozoischen Sedimente (PILLER et al., 1996). Im Dogger setzte es sich als ein Riffbecken fort, das von Deltasedimente überlagert wurde. Im oberen Dogger wurden während der Endphase des Riffings karbonatische Sedimente abgelagert. In der Kreide bildete sich ein Passivrandbecken, in dem sich jurassische und kretazische Sedimente abgelagerten. Während des Paläogens wurde das Wiener Becken ein Vorlandbecken und wurde in NW-Richtung auf die alpin-karpatischen Einheiten überschoben (WESSELY, 2006).

Im Karpatium begann der Sedimentationszyklus im Becken, der die basalen Sedimente überdeckt, die im nördlichen Teil des Beckens aus dem Eggenburgium und Ottnangium stammen. Ein fluviatil-deltaisches System entwickelte sich im südlichen, ein limnisch-deltaisches System im mittleren und ein marines System im nördlichen Bereich des Wiener

Beckens. Die Entwicklung zum pull-apart Becken mit Ablagerung klastischer Sedimente setzte im Karpatium ein (SAUER et al., 1992).

Im Badenium hatte sich das vollmarine System im gesamten Becken ausgebildet und es bestand eine Verbindung zum Mittelmeer, worin die marine Faziesentwicklung ihren Höhepunkt fand. Daneben wurden randfaziell auch siliziklastische und karbonatische Sedimente abgelagert. Beide Fazies erreichten während des Badeniums gleichzeitig den Höhepunkt der faziellen Differenzierung. Die karbonatischen Ablagerungen entstanden in den seichten, lichtdurchfluteten Bereichen des Beckens (WESSELY, 2006). Die karbonatische Fazies im Badenium wird als Leithakalk bezeichnet und ist auch als Corallinaceenkalk bekannt. Da Corallinaceen im Leithakalk häufig sind, wird er in der älteren Literatur als Nulliporen- oder Lithothamnienkalk angesprochen. Daneben konnten Foraminiferen, Korallen und Bryzonen am Aufbau beteiligt sein. Aufgrund des relativen geringen terrigenen Eintrags am Westrand des Wiener Beckens trifft dort der Leithakalk (Piller, 1994) auf Konglomeratablagerungen, welche dort entstanden, wo Flüsse in das Becken mündeten.

Die Beckenfazies wird von siltigen-sandigen Mergel- und Tonsedimenten dominiert, wobei die sandigen Lagen meist den Mergeln zwischengeschaltet sind und vom Randbereich eingetragen wurden. Beide Sedimente sind sehr reich an Fossilien der Mikro- und Makrofauna (PAPP et al., 1978).

Obwohl das Becken eine relativ geringe Wassertiefe hatte und im Badenium eine recht schnelle Absenkung erlebte, sind die Sedimentablagerungen in den zentralen Beckenbereichen auf Grund der hohen Sedimentationsrate bis zu 1.500 m mächtig (Wessely, 1988).

Vom obersten Badenium bis ins Sarmatium wurde die Paratethys zunehmend vom Meer isoliert, was sich in einer fortschreitenden Salinitätsreduktion von 30% auf 17% zeigte, verlor danach vermutlich die Meeresverbindung ganz und zeigt daraufhin eine unabhängige Entwicklung (PILLER et al., 1996). Der Sedimentationsraum verkleinerte sich zunehmend. Die Sedimente sind grundsätzlich den lithologischen Typen des Badenium ähnlich, es kommt jedoch der detritische Leithakalk hinzu, der laut Fuchs 1965 aus der Zerstörung des gewachsenen, ursprünglichen Kalksteines hervorging. Der Nulliporenrasen war Hauptsedimentbildner und wurde daher nach dem Absterben meist zerbrochen, zusammen mit anderen Organismen von der Strömung verschleppt, an günstigen Orten abgelagert und nur leicht oder überhaupt nicht diagenetisch verfestigt (FUCHS, 1965).

Der Übergang des Pannoniums begann mit einer kurzen Regressionsphase auf die ein erneutes Ansteigen des Wasserspiegels und eine weitere Salinitätsreduktion von 15% auf 5% folgte. Im Jüngsten Abschnitt des Pannonium entstanden limnisch-fluviatile Klastika und Süßwasserkalke, die in oder am Rande der pannonischen See gebildet wurden und den Abschluss der neogenen Sedimentfolge bilden (PILLER et al., 1996).

Im Pannonium kam es zur endgültigen Aussüßung der pannonischen See im Wiener Becken, dann folgte im Zuge der messinischen Salinitätskrise die Verlandung (SCHULTZ, 1998) und Erosion des Beckens. Ablagerungen aus Pontium und Pliozän fehlen im Wiener Becken fast vollkommen.

Tektonik des Wiener Beckens

Dieses neogene Becken liegt auf den überschobenen Deckeneinheiten des alpin-karpatischen Falten- und Überschiebungsgürtels. Die mesozoisch-paleozoischen Sedimentdecken und austroalpinen kristallinen Grundgebirgseinheiten wurden zwischen dem mittleren Eozän und dem unteren Miozän auf das europäische Vorland überschoben und dann von klastischen und darauf liegenden karbonatischen Sedimenten im Wiener Becken überlagert (PILLER et al., 1996).

Am Alpenostrand können drei Phasen der tektonischen Entwicklung des Wiener Beckens im Miozän unterschieden werden.

Während der ersten Phase bildete sich ein etwa E-W streichendes flaches Piggy-Back Becken durch fortgesetzte Überschiebungs- und konvergente Blattverschiebungstektonik im Untermiozän (zwischen dem Eggenburgium von 20 Ma und dem unteren Karpatium bis 17 Ma), das sich nur im nördlichen Teil des heutigen Wiener Beckens befand (SEIFERT, 1992). Die Form dieses Beckens wurde als positive Flower Struktur durch topographische Hochzonen entlang der Blattverschiebungen gebildet (PILLER et al., 1996). Im Karpatium wurde diese Überschiebungstektonik von einer ostwärts gerichteten lateralen Extrusion ersetzt und um etwa 1 Ma kam es zum Übergang von der Piggy-Back Phase zur Entstehung des Pull-Apart Beckens (SAUER et al., 1992). Im mittleren Miozän (zwischen dem Badenium (von 16 Ma) und Sarmatium (bis 11Ma)) entstand in der zweiten Phase während der lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen das Pull-Apart Becken (RATSCHBACHER et al., 1991; DECKER et al., 1994).

In Folge der Blockade der Überschiebungen westlich des Böhmisches Spornes und der östlich davon gelegenen Vorlandbucht, wurde die Deformation in Überschiebungen und Linksseitenverschiebungen aufgeteilt (DECKER & LANCREIJER in Vorber).

Die zentralen Ostalpen wichen nach dem Karpatium seitlich in den pannonischen Raum aus und glichen so die weitere post-kollisionäre Verkürzung aus. Die keilförmigen Fluchtschollen der zentralen Ostalpen wurden durch diese laterale Extrusion zwischen ENE-streichenden sinistralen Scherzonen (Salzach-Ennstal-Störung, Mur-Mürz-Störung, Wiener Becken-Störungssystem) und ESE-streichenden dextralen Störungen (ROYDEN et al., 1983; ROYDEN, 1988; RATSCHBACHER et al., 1991) nach Osten geschoben. Während dieser Zeit bildete sich das Pull-Apart Becken und bekam seine Rhombusform. Das Becken entwickelte sich durch rasche Subsidenz als ein charakteristischer Riffbeckentyp vom Karpatium bis in das Pannonium (LANKREIJER et al., 1995). Bei der Bildung des Pull-Apart Beckens waren aktive synsedimäntere Störungssysteme ausschlaggebend, bei denen es sich um NNE-streichende divergente Blattverschiebungsdublexe handelte. Diese linkstretenden en-Echelon Störungen wurden von N- bis NNE-streichenden Brüchen mit überwiegend abschiebender Bewegung abgegrenzt. Die durch NE-streichende sinistrale Störungen verbundenen Abschiebungen bildeten NE-streichende rhombenförmige Duplexe von unterschiedlicher Größe im gesamten Wiener Becken, welche die Hauptursache für die Absenkung des Wiener Beckens waren (PILLER et al., 1996). Durch diese Zerrungstektonik entstanden zahlreiche Hoch- und Tiefschollen. In der dritten Phase im oberen Miozän (zwischen dem Pannonium (von 11,6 Ma) und dem Pontium (bis 5,3 Ma) endeten die laterale Extrusion und die ostwärts gerichtete Ausweichbewegung mit der Subsidenz des Pull-Apart Beckens. Die Sedimentation im Becken kam im oberen Pannonium zum Erliegen. Das überregionale Spannungsfeld änderte sich im oberen Miozän von N-S Kompression und E-W Dehnung zu E-W Kompression und beendete so die Pull-Apart Entwicklung. NNE- und NE-streichende Beckenrandstörungen bewegten sich im oberen Pannonium als Rechtseitenverschiebungen und die Extensionstrukturen wurden kompressiv überprägt. Es gibt keinen nennenswerten Sedimentumfang im Wiener Becken aus Pontium und Pliozän, außer einigem lokalem fluviatilen Schottern, welche die Sedimente des Pannoniums diskordant überlagern (RÖGL, et al., 1993). Im mittleren Pleistozän wurde das Transfer Fault System des Wiener Beckens reaktiviert (SALCHER, 2008) und einige quartäre Sedimentationsbecken entwickelten sich.

Im Wiener Becken und an seinen Rändern können heute Aufschlüsse mariner neogener Sedimente in topographischen Höhen von 300 – 400 m über NN beobachtet werden. Die marinen Aufschlüsse aus Badenium und Sarmatium, und auch auf dasselbe Niveau gehobene limnische Pannoniumsserien, zeigen die beträchtliche regionale Hebung der Landoberfläche seit dem Pannonium. Wegen des fallenden Meeresspiegels im Mittelraum

des Beckens an der Grenze zwischen Sarmatium und Pannonium (VAIL et al., 1977) kann die Hebung auf mehr als 300 m geschätzt werden.

Der Leithakalk als Rohstoff im Wiener Becken

Verschiedene Leithakalktypen im Wiener Becken werden als Rohmaterial für die Herstellung von Zement und gebranntem Kalk verwendet. Wegen ihrer guten Bearbeitbarkeit werden sie auch für den Bausteinsbedarf abgebaut (PILLER et al., 1996).

Der Leithakalk, die Tone und Lehme des Inzersdorfer Tegel und Badener Tegel sind im Wiener Becken für die Zementindustrie wirtschaftliche bedeutende Rohstoffe (HEINRICH, 1995). Der Kalkstein, der hell beige- weiß ist, fossilreich, teilweise dicht und porös, gebankt ist, wird als Branntkalk, Zement und Werkstein bei der Zementindustrie und Bauindustrie verwendet (ROHATSCH, 1998). Das Grobsandstein-Konglomerat der Rohrbacher Formation mit kalk- und zentralalpinen Geröllkomponenten, ist karbonatisch verkittet und wird als Bau-, Werk-, Dekorstein und Fußbodenplatten, weiteres als Fenster-, Türgewände und Wurfstein in Mannersdorf produziert (ROHATSCH, 1998).

Chronostratigraphische Gliederung	Zentrale Paratethys-Gliederung	Ma	Wiener Becken			Regionale stress field	Tektonische Ereignisse
			Geologische Environment				
oberes Miozän	Pontium	5,3	Versteigung	keine Sedimentation	Erosion		
	Pannonium	7,2	Salzwasser (brinisch) trocken	• Sarmatisektion Regression	beschr. die Subduktion des paläoapert facies	Ablösung der Extrusion	Becken Inversion
mittleres Miozän	Sarmatium	11,8	trocken	• Sarmatisektion Regression	starke Tektionische Absenkung des Beckensbodens und relativ rascher Auffüllung	NW-streichende divergent sinistrale Störungen	von
	Bodonium	13,3	wärmer	Regression Transgression Regression		Extensional Duplexes	Erhöhter Becken Form
	Karpalum	16	Hyphen Abstrichschichten Strömungsschichten	Mastachs Sedimente		Beginn der Erhebung und Ablösung Überschiebungen	Basalt- und Granit- und
	Ottangium	18,3	Mehr	Altere basale Sedimente • Sarmatisektion		NE streichende konvergent sinistral Störungen	Basalt- und Granit- und
unteres Miozän	Eggenburgium	20,3	Mehr	Die mesozoisch-paläozoischen australischen Sediment decken		NW gerichtete Überschiebungen	Basalt- und Granit- und
	Eggenium	25,8	Mehr	Die australische Grundgebirge gleich			Basalt- und Granit- und
Die Entwicklung des Wiener Beckens mit der Sedimentäre Entwicklung, regionalen tektonischen Ereignissen und die korrelierten Paläogeographien (interpretiert von den PILLER et al., 1996)							

2.1.3. Das Ostalpin und Unterostalpin

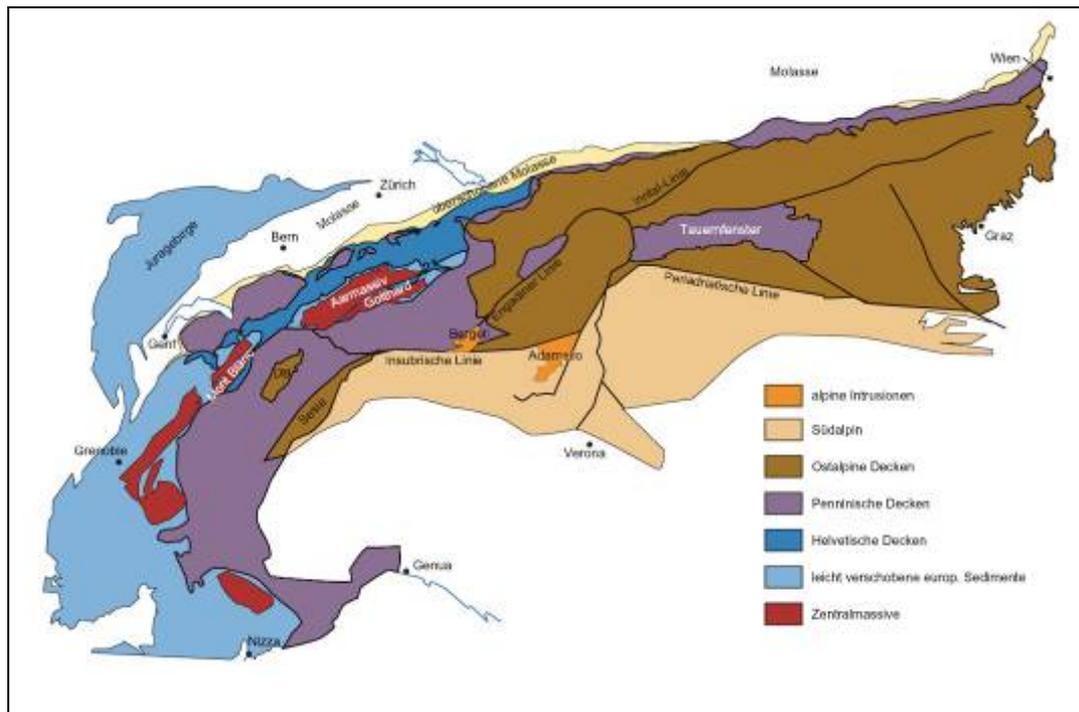


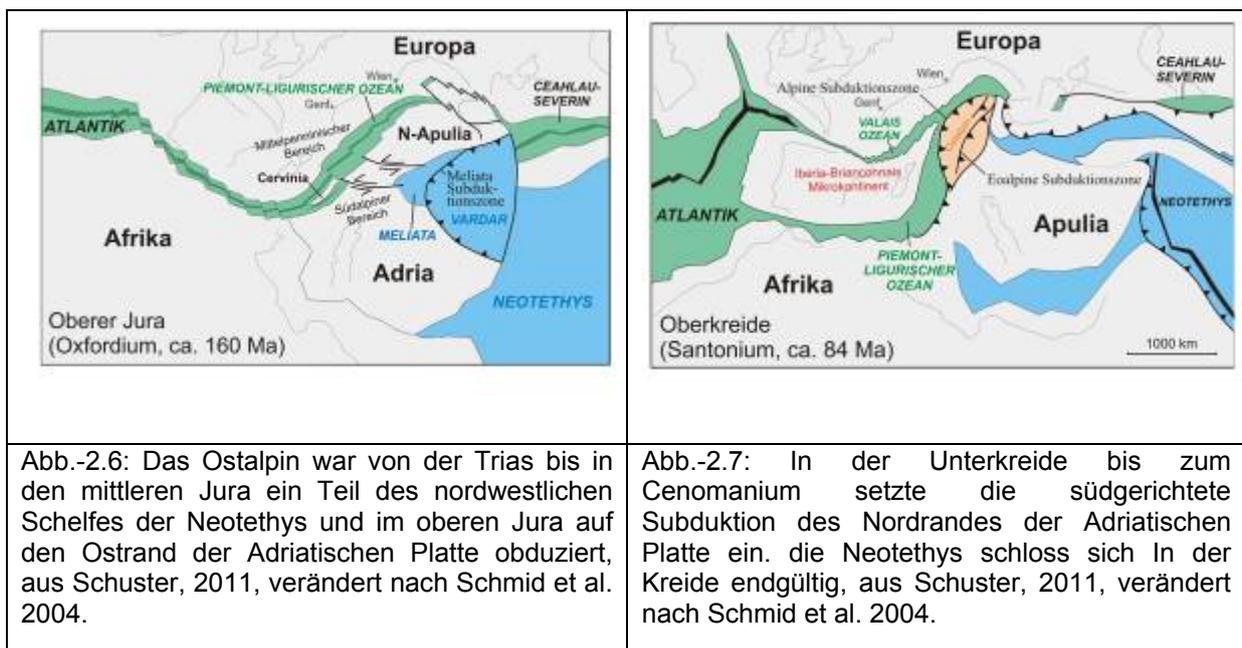
Abb.-2.5: Tektonische Karte der Alpen, verändert nach Neukirchen 2011.

Das Ostalpin

Das Ostalpin ist ein Deckenstapel, der aus kristallinen Gesteinen, paläozoischen und mesozoischen (Meta-)Sedimenten aufgebaut ist. Es wurde durch die eoalpidische und alpidische Orogenesen von der Unterkruste und dem Mantel abgetrennt (WESSELY, 2006). Dadurch kam es zur Bildung eines komplexen Deckenstapels der auf die Penninischen Decken geschoben wurde (siehe Abbildung 2.5). Tollmann (1963 und 1977) unterteilte das Ostalpin in drei Einheiten, Unter-, Mittel und Oberostalpin. Die einzelnen Einheiten wurden als lateral benachbarte Sedimentationsräume definiert. In den ostalpinen Einheiten ist die variszische Orogenese in den Magmatiten, Metamorphiten und synorogenen Sedimentgesteinen dokumentiert. In diesen Gesteinen können mehrere Phasen unterschieden werden. Dies sind die frühvariszische Hochdruckmetamorphose mit Eklogitbildung um 360 Ma und der Höhepunkt (MILLER & THÖNI, 1995) der variszischen Regionalmetamorphose mit Sm-Nd-Granat Bildungsaltern zwischen 320 und 350 Ma. Weiterhin können variszische Granitoide mit karbonen Bildungsaltern und Muskovite sowie Biotit mit spätvaristischen Abkühlaltern (Ar-Ar, Rb-Sr) gefunden werden (FREY et al. 1999). Unter- und Mittelostalpin sind durch „Zentralalpine Fazies“ charakterisiert, bei denen es sich um eine geringmächtige, kontinentnahe Fazies handelt. Die Kristallin erfuhr eine Intensive

variszische Metamorphose, wohingegen die alpidische Metamorphose nur die Grünschieferfazies erreichte (TOLLMANN, 1963, 1977).

In der Mitteltrias öffnete sich das westliche Ende der Neotethys. Der triassische Anteil des Ozeans wird Meliata Ozean und der jurassische Vardar Ozean genannt (HAAS et al. 2001). Das Ostalpin war von der Trias bis in den mittleren Jura ein Teil des nordwestlichen Schelfs der Neotethys (SCHMID et al. 2004) (siehe Abb.-2.6). Ab dem mittleren Jura begann die Neotethys sich zu schließen und es entstand eine intraozeanische Subduktionszone. Die Melangezonen und Decken aus ozeanischer Kruste wurden im oberen Jura auf den Ostrand der Adriatischen Platte obduziert (SCHMID et al. 2008). Der adriatische Sporn war bis in die Kreide ein Teil der afrikanischen Platte. Der Sporn trennte sich in der Kreide von der adriatischen Platte und bewegte sich nordwärts in Richtung Europas (FÜGENSCHUH & SCHMID, 2003). In der Unterkreide bis zum Cenomanium (von 135 Ma bis 92 Ma) setzte die südgerichtete Subduktion des Nordrandes der Adriatischen Platte ein. In der Oberkreide kam es ab dem Cenomanium (von 92 Ma bis 65 Ma) durch die Subduktion zu einer gleichzeitigen Exhumation (STÜWE & SCHUSTER, 2010) des Koralle-Wölz Deckensystems. In der Kreide schloss sich die Neotethys endgültig (siehe Abb.-2.7).

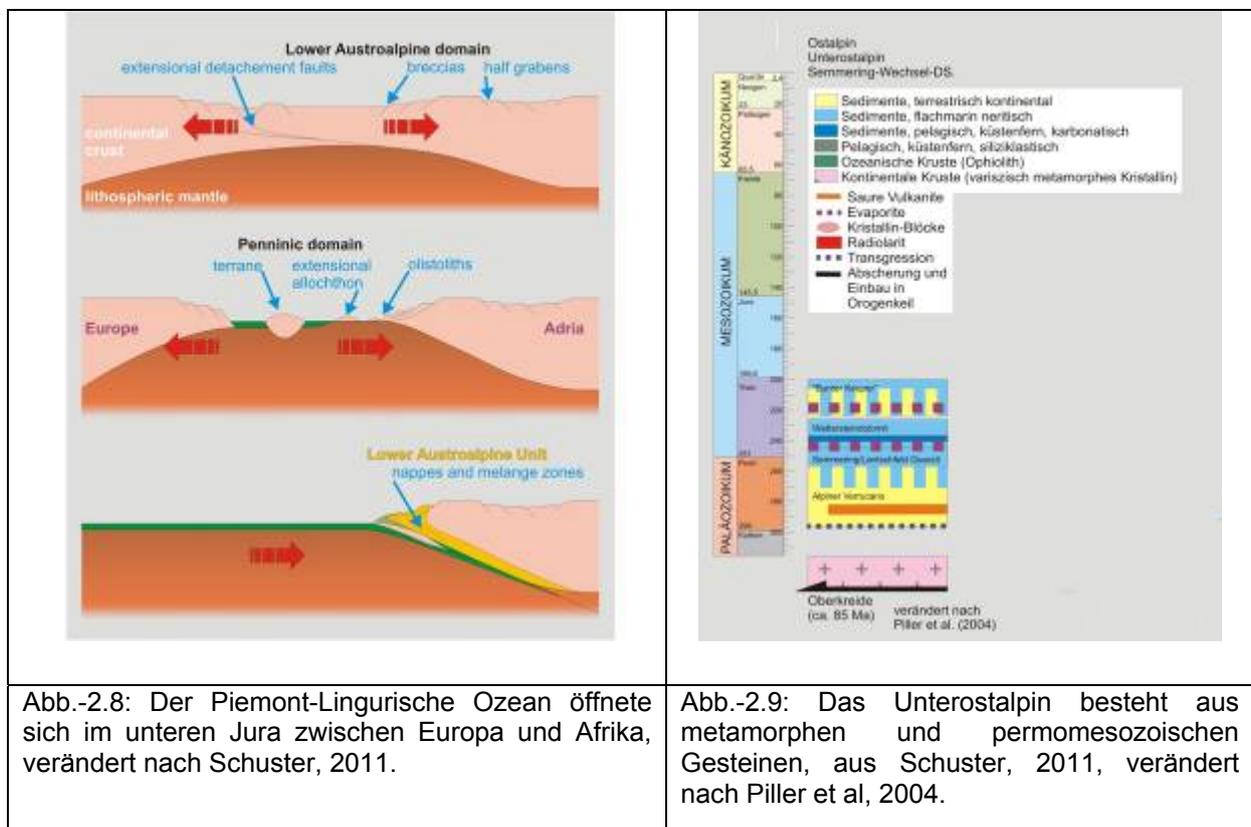


In Paläogen endete die Kontinent-Kontinent Kollision zwischen Adria und Europa und die Subduktion der Einheiten des Penninischen Ozeans endete, durch die das Hochgebirge der Alpen entstanden war (CORTIANA et al. 1998; DAL PIAZ 1999; DAL PIAZ et al. 2001). Im Neogen führte die Bildung eines Systems von Seitenverschiebungen zu einer lateralen Extrusion des Ostalpins (RATSCHBACHER et al. 1991).

Das Unterostalpin

Das Unterostalpin liegt über den Penninischen Decken und repräsentiert die tektonisch tiefsten Teile des Ostalpins. Es umfasst jene Teile des Ostalpins, welche in Jura und Kreide den äußeren Schelf am Südostrand des Penninischen Ozeans bildeten (SCHUSTER et al. 2001). Die Einheiten des Unterostalpins erfuhren auch durch die Öffnung und Schließung des Penninischen Ozeans eine intensive strukturelle und metamorphe Prägung (PESTAL et al. 2009).

Im unteren Jura (von 200 bis 175 Ma) öffnete sich zwischen Europa und Afrika der Piemont-Lingurische Ozean es bildeten sich und extensionale Abschiebungen und Halbgraben, welche zu einer Ablagerung von Brekzien führten. Von mittlerem Jura bis zur Kreide (von 175 bis 65 Ma) öffnete sich durch Exhumation von lithosphärischem Mantel und Rifting am mittelozeanischen Rücken der Penninische Ozean (OBERHAUSER, 1980). Es existierten Terrane, wobei es schwer zu entscheiden ist, ob es sich bei ihnen um extensionale (FROITZHEIM et al. 1994) Allochthone oder Olistolithe handelt (siehe Abbildung 2.8). Von Oberkreide bis Paläogen (von 85 bis 45 Ma) schloss sich der Penninische Ozean an einer südgerichteten Subduktionszone wieder, was zur Folge hatte, dass sich durch strukturelle und metamorphe Prägung die Unterostalpinen Decken und Melangezonen bildeten (OBERHÄNSLI et al. 2004).



Heute kann die Verbreitung des Unterostalpins am Alpenostrand, im Tauernfenster, im Engadiener Fenster und an der ost-west Alpengrenze nachvollzogen werden. Am Alpenostrand liegt das Unterostalpin, wie das Leithagebirge, im Semmering-Wechsel-Deckensystem (TOLLMANN, 1963, 1977).

Das Unterostalpin besteht aus einem grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphen kristallinen Basement und permomesozoischen Gesteinen. Der permomesozoische Teil umfasst wie in der Semmering Gruppe (inkl. Leithagebirge) helle Dolomite („Wettersteindolomit“, Mitteltrias), dunkle Kalke bis Kalkmarmore (Gutensteiner Kalk und Reifling-Formation, untere Mitteltrias), Rauhacken, Semmering Quarzit (Untertrias) und Alpiner Verrucano des Perms (PILLER et al. 2004) (siehe Abbildung 2.9). Die Gesteine des Unterostalpin wurden durch die alpidische Metamorphose und Strukturprägung im Permomesozoikum prograd und das Kristallin zugleich retrograd grünschieferfaziell überprägt.

Die Gesteine wurden einerseits durch die Belastung der tieferen Einheiten durch den auflagernden, tausende Meter mächtigen Deckenstapel, und andererseits durch ein Abtauchen zu großen Tiefen mit hohen Temperaturen und zusätzlichen Wärmeaufstiegsphasen unterschiedlich stark metamorph überprägt. Als Folge davon reicht die Metamorphose von hochmetamorph im Penninikum zu schwächer metamorph im Unterostalpinen Mesozoikum des Semmerings, Leithagebirges und der Hainburger Berge (WESSELY, 2006).

Bei der Ostalpinen Einheit ist der Rechnitz-Komplex (Penninikum) das tiefste tektonische Stockwerk, überlagert vom Wechsel-Komplex und dem Grobgneis-Komplex, welcher die größte Ausdehnung an der Oberfläche hat (WESSELY, 2006).

Rohstoffe des Ostalpin im Leithagebirge

In Niederösterreich werden wirtschaftliche wichtige Steine und Erden sowie Werk- und Bausteine, Kies, Sand und gebrochene Festgesteine, Ziegelton, Kalk- und Zementrohstoffe (für Baurohstoffe oder z.B. in der Glasindustrie verwendbar) abgebaut und verarbeitet (HEINRICH, 1995).

Mesozoische Karbonate und Semmering-Quarzit als Brechprodukte und Bruchsteine, Mitteltriasmarmore der Semmering-Einheit für Bau- und Industriekalk sowie Zement und Quarzit als Kies und Sand sind wirtschaftliche nutzbare Vorkommen der Industrie in der

zentralalpiner permo-mesozoischer Großeinheit (HEINRICH, 1995). Der graublaue bis graubraune Mitteltriasdolomit und -kalkstein des Unter- und Mittelostalpin, der teilweise dolomitisch, brekziös oder zellig und gebankt oder massig und verkarstet ist, ('Zentralalpin') wird als Brech- und Mehlprodukte, als Bruch- und Wurfstein beim Straßenbau, im Wasserbau sowie als Düngekalk verwendet (WESSELY, 2006). Am Leithagebirge wird der Kalkstein, der aus dem Sarmatium stammt, als Baustein genutzt. Detritärer Leithakalk (Sarmatium) findet Verwendung als massiver Bau- und Werkstein und Leithakalk-Allgenschuttalk (Badenium) ist ein überregional bedeutsamer massiver Bau- und Werkstein.

2.1.4. Das Unterostalpin in Niederösterreich

Das Unterostalpin im Niederösterreich im Gebiet des Semmering und des Wechsels, in der Bucklige Welt, dem Rosaliengebirge sowie im Kern des Leithagebirges und die Hainburger Berge aufgeschlossen. Das Leithagebirge ist ein östlicher Bestandteil der Stuhleck-Kirchberg-Decke, welche die Hauptmasse des Unterostalpins im Semmeringfenster bildet. Diese Decke ist die unterste Einheit des Semmeringssystems (MOHR, 1910) und überlagert die Wechseldecke (TOLLMANN, 1977).

Wechsel-Komplex

Das 28 km lange und maximal 16 km breite Wechselgebiet liegt im Süden der Buckligen Welt, im Westen vom Hügelland Raab Ost, im Norden vom Hügelland Raab West und im Osten der Fischbacher Alpen. Der Komplex liegt als tiefste ostalpine Decke auf dem Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe (PAHR, 1977; TOLLMANN, 1977; SCHUSTER, et al. 2001) und besteht hauptsächlich aus kristallinen Schiefen (SCHMID et al. 2004).

Im Unterostalpin gibt es mehrere Fenster, von denen das Wechsel-Fenster am Alpenostrand das größte ist. Die Wechselgneis-Formation im Wechsel-Fenster wird vom Wechselgneis dominiert, der relativ homogen, häufig kompakt und immer deutlich geschiefert ist (MATURA, 1984). Die Korngröße wechselt von klein- bis grobkörnig. Die Hauptbestandteile des Wechselgneises sind Quarz, Albit, Hellglimmer, Chlorit und Epidot (FUCHS & GRILL, 1984). Typisch für den Wechselgneis sind mm-große, rundliche, einschlussreiche Albitblasten. Er erfuhr Metamorphose im Bereich der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies und enthält teilweise massige, teilweise schiefrige Grüngesteine, die sich aus Albit, Chlorit, Epidot, Hornblende, Titanit, Quarz und Karbonat zusammensetzen. Die Akzessorien sind dabei Magnetit, Ilmenit, Apatit und Rutil (NEUBAUER, 1990).

Der größte Teil des Mineralbestandes des Wechsel-Komplexes ist von voralpidischem Alter und prograd grünschieferfaziell metamorph überprägt. Grobkörnige, phengitische Hellglimmer lieferten Rb-Sr-Alter zwischen 360 und 375 Ma (MÜLLER et al., 1999) und weisen eine druckbetonte, frühvariszische Metamorphoseprägung für die tiefste Teileinheit des Wechsel-Komplexes nach (VETTERS, 1976).

Semmering-Gruppe

Der Semmering hat eine Längserstreckung von ca. 17 km bei einer maximalen Breite von 5 km und liegt südlich der Grauwackenzone, grenzt westlich und nördlich an die Buckelige Welt und im Osten an die Landesgrenze der Steiermark.

Verschiedene voralpidische metamorphe Kristallinkomplexe des Semmering-Gebiets wurden während der alpidische Orogenese übereinander geschoben und erneut metamorph überprägt. Auf diesen Kristallinkomplexen lagerten sich im Kontinentalenrandbereich schwach metamorphe Sedimentfolgen ab. Schiefer, Quarzit und Karbonatgestein der Permotrias waren die ursprünglichen Sedimente. Diese permomesozoischen Metasedimente haben einen hohen Karbonatgesteinsanteil, der mit niedriger Metamorphoseprägung erhalten geblieben ist (TOULA, 1877; CORNELIUS, 1936; KRISTAN & TOLLMANN, 1957; TOLLMANN, 1959).

Die Schichtfolge der Semmering-Gruppe beginnt mit den Schichten des über kristallinem Untergrund lagernden Alpinen Verrucano. Darauf liegt Semmering-Quarzit, der zum aus den Untertrias (Permo-Skyth) stammenden Teil der Schichtfolge gehörig ist. Dieser Quarzit hat eine weiße bis blass grünliche Farbe und zeigt eine deutlich entwickelte Bankung. Die einzelnen Bänke sind durch dünne Sericit- und Phengit-reiche lagen voneinander abgegrenzt. Der Semmering-Quarzit wird von den mitteltriadischen (Anis und Ladin) Karbonate des Semmering-Mesozoikums überlagert. Die Reichenhaller Rauhwacke stellt den Beginn des karbonatreichen Teils der Schichtfolge dar. Desweiteren liegen schwarzer Tonschiefer im Verband mit Kalkschieferlagen, Dolomitschiefer und Dolomitbrekzie vor, welche zur Mittel-Trias gehörig ist (TOLLMANN, 1958). Dann folgt der aus der Ober-Trias stammende liegende Bunte Keuper, der hauptsächlich weiche Schiefer umfasst (WESSELY, 2006).

Grobgneis-Komplex

Der Grobgneis-Komplex liegt sowohl im Bereich der Buckligen Welt als auch westlich des Wechselgebietes. Der Grobgneis-Komplex ist ein polymetamorpher Kristallinkomplex und besteht aus phyllitischem Glimmerschiefer und grobporphyrischem, granitischem Orthogneis

bis Metagranit. Ersterer wurde 1910 von Mohr als Hüllschiefer und letzterer als Grobgneis (VACEK, 1982) bezeichnet. Die Grobgneis-Vorkommen zeigen die Reste eines ausgedehnten, ursprünglich geschlossenen, lakkolithartigen Intrusivkörpers, der überwiegend von den Hüllschiefern unterlagert wird (TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; WESSELY, 2006). Der Grobgneis entstand im Zuge der variszischen Gebirgsbildung und Scharbert (1975) ermittelte mit einer radiometrischen Datierung (Rb/Sr) ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Ma. Die Grobgneisgesteinsgruppe liegt oft als Deckenscholle auf Wechselgesteinen.

Der Mineralbestandteil der Hüllschiefer besteht überwiegend aus Quarz, Plagioklas, der oft als Albit oder Albit-Blast vorliegt, aber nur lokal in relevanten Mengen vorliegt, Hellglimmer und Chlorit. Diese Mineralien der Hüllschiefer wurden durch eine grünschieferfazielle Metamorphose geprägt und retrograd aus höhergradig metamorphen Gesteinen entstanden (WIESENEDER, 1971). Innerhalb von Scherzonen und an der Außengrenze des Grobgneiskörpers ist weißer, seidig glänzender Leukophyllit zu finden (VENDEL, 1929). Er besteht aus Hellglimmer, einem farblosen Mg-Chlorit und Quarz.

2.2. Erforschungsgeschichte des Leithagebirges

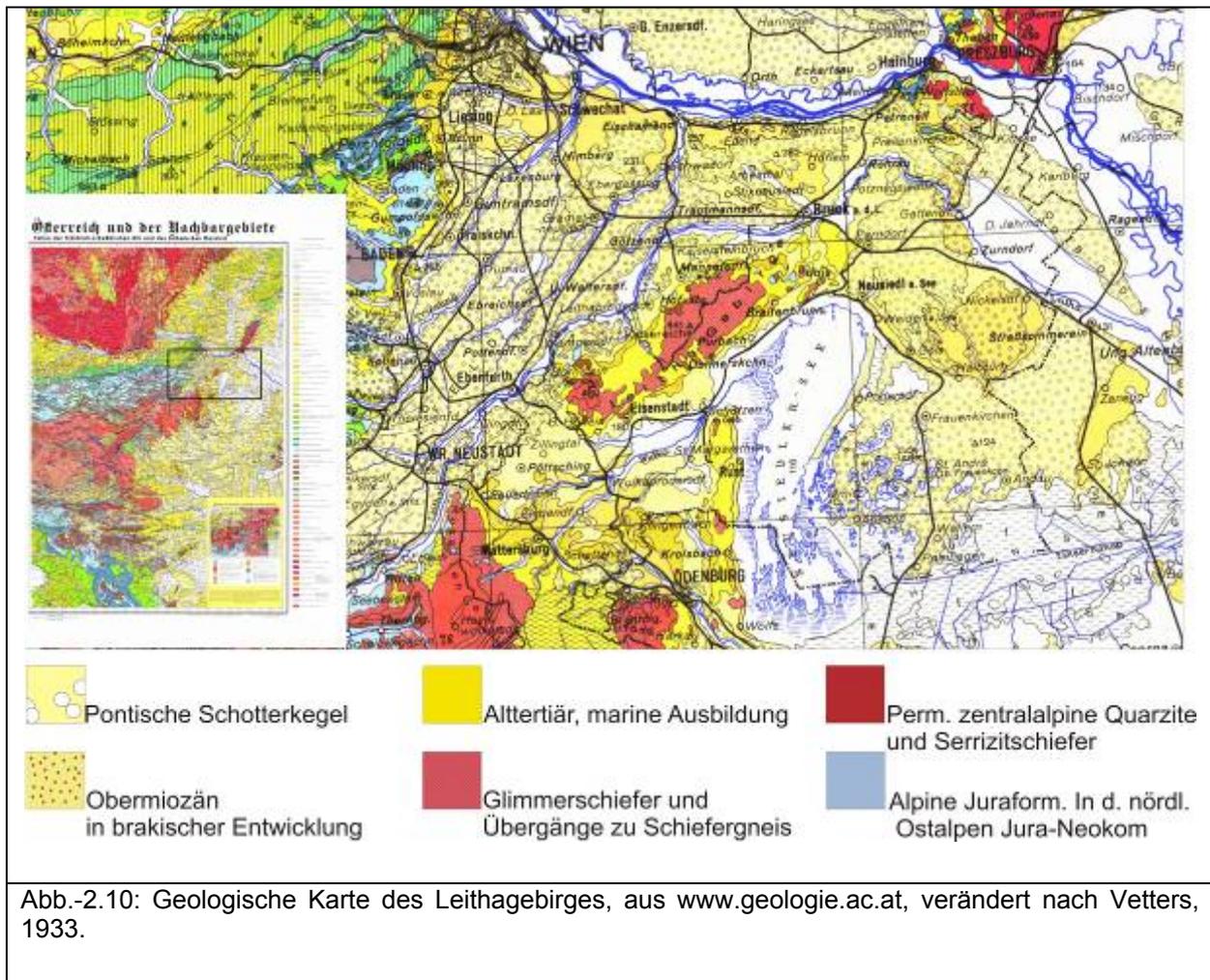
Das Untersuchungsgebietes Steinbruch Schraufstädter liegt im Wimpassing im Leithagebirge, das kann mit seinen Grobgneisen, pyllitschen Glimmerschiefer und permomesozoischen Schichten dem Unterostalpin des Semmerings zugerechnet werden.

Die zahllosen, meist aus Grobgneis aufgebauten, kleinen Kuppen, die sich über das aus Glimmerschiefern bestehende Hügelland erheben, sind von der sogenannten „Buckligen Welt“ nördlich und östlich des Wechselfensters bis zum Rosaliengebirge zu beobachten. Die Wiener Neustädter Pforte liegt zwischen diesen und dem gegen Nordosten streichenden Leithagebirge. Im Nordosten des Leithagebirges an der Brucker Pforte endet die Zentralzone der Alpen. Die Hainburger und Hundsheimer Berge gehören geologisch zu den Karpaten. Mohr (1912) hat die östlich des Wechselfensters liegenden Decken analog zu den schon identifizierten Schichten der westlichen Seite gegliedert. Kober (1926) hat die Deckengliederung von Mohr weiter entwickelt und die Decken von unten nach oben als Wechsel-Decke, Kirschberg- Pretul-Decke und Tachenberg-Decke bezeichnet und weiter einen autochthonen Teildeckenbau bestimmt. Das Semmeringgebiet mit dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten gehört zum karpatischen Kerngebirge und somit können diese Gebiete mit der Buckligen Welt als ein Fenster der Karpaten in den Ostalpen angesehen werden. Tollmann (1953) vervollständigt die Aufnahme des Neogenen am SW-Rand des

Leithagebirges. Diese Arbeit umfasst die wichtigsten stratigraphischen und tektonischen Informationen des Gebiets. Die Zugehörigkeit des Penninikums zum Wechselgebiet wurde auch von Tollmann in den Arbeiten von 1959 und 1963 postuliert. Das Kristallin des Leithagebirges wurde besonders von Prey (1946) bearbeitet. Später Arbeiten wurden von Tollmann (19xx), Schmid (19xx) und Hermann (19xx) befassten sich mit dem Kristallin ebenso wie mit den tertiären Sedimenten des Gebietes.

Das Leithagebirge mit seinem kristallinen Kern und umgebenden tertiären Sedimenten wurde zuerst von Roth und von Telegd (1879 und 1905) bearbeitet und kartiert. Roth-Fuchs (1926) hat weiteres über die Morphologie des Leithagebirges herausgearbeitet. Es werden 16 Strandterrassen unterschieden, welche mit Terrassen des Alpenostrands gleichgesetzt werden. Kapounek (1937) hat die Hügelkette zusammen mit dem Südteil des Leithagebirges kartiert und macht genauere Angaben über die einzelnen Schichtglieder.

Die Karbonatsedimente sind bereits seit 1828 durch Keferstein als Leithakalk bekannt. Reuss (1847) hat die erste fossile koralline Rotalge – *Nullipora ramosissima* - aus dem Leithakalk beschrieben. Später wurden die verschiedenen Faunenelemente von D'orbigny (1846), Reuss (1849), Karrer (1861), Hörnes (1856), Hörnes & Auinger (1870) dokumentiert. Dullo (1983) nahm durch eine mikrofazielle Gliederung der verschiedenen Karbonatsedimente eine Einteilung in 10 Mikrofaziestypen vor. Tollmann (1955) bearbeitete die Leithakalke des nordwestlichen Eisenstädter Beckens und gliederte sie biostratigraphisch. Papp und Steininger (1978) definierten den Inhalt des Begriffes Leithakalk neu. Kieslinger (1955) berichtete von rezenten Bewegungen aus dem Rusterhöhenzug und dem Leithagebirge. Über die quartären Ablagerungen und Böden arbeitete Franz (1957) und kam zu dem Ergebnisse, dass die mächtige Lößablagerungen als Reste der Eiszeit im Leithagebirge repräsentieren.



Das Leithagebirge

Das Leithagebirge ist Teil des alten, kristallinen Grundgebirges und ein Ausläufer der Kristallineinheiten der Mittel- und Unterostalpinen Einheiten (WESSELY, 2006). Dieser unterostalpine zum Semmeringsystem gehörende (TOLLMANN, 1965) Kern, bei dem es sich um eine über 20 km lange Kristallinscholle handelt, setzt sich aus Glimmerschiefern (Biotit, Granat), Amphibolit und retrograden Pyhlitten mit untergeordnetem Gneis zusammen (GÖTZINGER, 2002) (siehe Abbildung 2.10). Darauf liegen tektonisch teilweise permoskythische Arkosen und der Semmeringquarzit und darauf wiederum mitteltriadischen Dolomite (PREY, 1949). Dieses Kristallin wird teilweise auch von tertiären Sedimenten (Miozän und Pliozän) überlagert. Das Kristallin befindet sich im gesamten mittleren und südwestlichen Teil des Gebirges während der Hauptteil der mesozoischen Sedimente besonders am SW-Rand des Leithagebirges bei Wimpassing und Hornstein liegen. Die tertiären Sedimente lagern meistens an den Flanken des Gebirges und erreichen teilweise recht hohe topografische Höhe (HÜBL, 1959).

Der kristalline Kern des Leithagebirges besteht aus retrograd metamorphen Gesteinen des variszischen Grundgebirges. Diese Hüllschiefer gehören zur unterostalpinen Grobgneseinheit (RIEDMÜLLER, 1976), welche aus Glimmerschiefer und grobkörnige Granit und Gneis besteht (THENIUS, 1962) und durch die alpidische Orogenese überprägt wurden. Danach kam es zur Umwandlung einiger Minerale, was sich in Chloritsäumen um Granat und der Reaktion von Biotit zu Chlorit zeigt. Während der Mitteltrias wurden Sedimente wie der Semmeringquarzit und Karbonate epizonal überprägt, während die Leithakalkentwicklung (Corallinaceenkalkentwicklung) auf den kristallinen Kern transgredierte (SCHÖNLAUB et al., 2000).

Im Obereozän war der Ostrand der Alpen unter hochmarinen Bedingungen (PAPP, 1958) und es wurde Sandsteine und rötlichen Kalke, die z.T. Nummuliten führend sind, abgelagert. Die Obereozänvorkommen, welche nach Fuchs (19xx) als erster Sedimentationszyklus im Inneralpinen bezeichnet werden, ist besonders in Wimpassing im Leithagebirge bekannt (KÜHN, 1957). Die Sedimente des Eggenburgium bis tieferen Unterbadenum (Untere Lageniden Zone) gehören zum zweiten Sedimentationszyklus. Der dritte Sedimentationszyklus reicht von der Lageniden-Zone des unteren Badenum bis ins Dacium. In dieser Zeit begann die Absenkung des Wiener- und Eisenstädter Beckens, zwischen denen sich das Leithagebirge als Schwelle hebt. Nach dem dritten tertiären Ablagerungszyklus gibt es eine Schichtlücke bis ins oberste Pliozän. Von diesem bis zum unteren Pleistozän setzt die Sedimentation wieder ein (SCHÖNLAUB, 2000).

Die tertiären Sedimente des Leithagebirges sind Tone, Mergel, Schotter, Sande und Leithakalk. Letzterer ist das wichtigste tertiäre Sediment und fast im ganzen Gebirge zu finden. Im Badenum dringt aus dem Osten Meerwasser ein und das Leithagebirge hatte eine Insellage, in deren Umgebung die Korallen- und Alpenriffe entstanden. Corallinaceenkalk wurde während der Riffentwicklung als ein fossilreicher Kalk in der Randfazies des warmen Tethysmeeres hauptsächlich von Rotalgen der Familie der Corallinaceae gebildet (TOLLMANN, 1955). Die Ablagerungen des Leithakalks, welche im frühen Tertiären entstanden, existierten als lockere, mürbe und feste Kalkarenite mit mergeligen Einschaltungen im Randbereich. In Miozän und Torton wurden die mächtigsten marinen Sedimente des Leithagebirges abgelagert.

Nach Tollmann hat das Leithagebirge in der jungtertiären und quartären die nachfolgend erläuterte Entwicklungsgeschichte erfahren. Im Mittel-Torton lag das ganze Leithagebirge etwa 30 bis 70 m unter dem Meeresspiegel, während es heute eine Elevation von etwa 380 m Höhe hat, was eine spätere tektonische Hebung nachweist. Die metermächtigen

Korallenriffe entstanden bei einer Wassertemperatur, die nie über längere Zeit unter 21,5° gefallen sein kann (TOLLMANN, 1955). Im obersten Torton lagen große Teile des Gebirges über dem Meeresspiegel. Im Sarmatium lagerte sich der Leithakalk an den Ufern ab und hat in küstennaher Zone eher detritäre Form (SCHÖNLAUB, 2000). Im unteren Pannonium gab es den letzten Höchststand des Meeresspiegels und weitere Sedimente, und somit auch Leithakalk, wurden abgelagert. Am Ende des Mittel-Pannonium wurde das gesamte Gebirge herausgehoben und die Aussüßung des abgetrennten Meeres begann (JANOSCHEK, 1963). Wegen dieser Aussüßung wurde kein weiterer Leithakalk mehr abgelagert. Leithagebirge, Ruster Höhenzug, die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten, die ein zu den Karpaten überleitender Gebirgsrücken sind, erheben sich inselartig aus den tertiären Flachländern am Südostrand des Wiener Beckens (OBERHAUSER, 1980).

Am Ende des Tertiärs kam es zu einer Abkühlung des Erdklimas und zwischen ca. 2 Ma und 10000 v. Chr. dominieren Eiszeiten, welche in Kalt- und Warmzeiten unterteilt werden.. Seit dem Ende der letzten Eiszeit behielt das Gebirge seine Oberfläche bei und bis auf die Ablagerung von pleistozänem Schotter und Löß gab es keine nennenswerte Veränderung mehr.

KIESLINGER (1955) erwähnt die immer noch anhaltende Heraushebung von Leithagebirge und Ruster Bergland gegenüber dem Wiener beziehungsweise Eisenstädter Becken durch die quartäre und noch rezent aktive Extensionstektonik, die man in manchen Steinbrüchen im Nordburgenland im sprödetektonischen Bruchsystem beobachten kann.

Das Leithagebirge ist ein poröser, verkarsteter Kluftgrundwasserleiter und besonders der Corallinaceenkalk ist ein Einzelgrundwasserkörper. Im nördlichen Burgenland herrschte das pannonische Klima mit den höchsten jährlichen Durchschnittstemperaturen Österreichs vor. Auf Grund der niedrigen Jahresniederschläge und geringen Reliefunterschiede ist die oberirdische Entwässerung sehr gering (FUCHS, 1965).

3. Lithologie und Strukturen des Arbeitsgebietes

In folgendem Kapitel werden die Lithologien und der strukturelle Aufbau des Untersuchungsgebietes behandelt. Der Schraufstädter Steinbruch befindet sich im Südwesten des Leithagebirges und liegt in der Gemeinde Wimpassing im Burgenland. Bisher wurden in diesem Gebiet noch kaum Untersuchungen durchgeführt.

3.1. Methodik

GPS (Global Positioning System) und DGPS (Differentielle-GPS)

GPS ist ein satellitenbasiertes Radionavigationssystem für die Ermittlung der aktuellen eigenen geographischen Position (beispielweise in Höhe, Längen- und Breitengrad). Das GPS System besteht aus drei Segmenten, erstens 24 GPS-Satelliten, zweitens einigen bodengebundenen Satelliten-Bodenbeobachtungsstationen und drittens GPS-Empfänger sind. 24 GPS Satelliten strahlen lediglich permanent einen für die terrestrische Ortbestimmung wichtigen zeitabhängigen Code ab. GPS- Empfänger hat einen Minirechner und damit wird in der Lage, wann welcher Code von welchem Satelliten abgestrahlt wird, berechnet. Ein GPS- Empfänger empfängt gleichzeitig die abgestrahlten Codes von mehreren Satelliten und berechnet seinen momentanen Abstand zur Ortbestimmung. Wenn die Aufenthaltsorte und die Abstände von vier Satelliten durch den GPS- Empfänger bekannt sind, kann die eigene Position im Raum eindeutig bestimmt werden (Mehl, 1996).

Bei dem GPS können die Genauigkeiten durch die Fehler von den Satellitenpositionen, den Satellitenuhren oder den Satellitensignale schlechter als 20-30 Meter sein. Mit der Technik der Fehlerreduzierung des DGPS können die Fehler minimiert werden (im Idealfall < 1 m). Beim DGPS werden mindestens zwei GPS-Empfänger verwendet, wobei einer, der Empfänger, auf einem koordinatenmässig bekannten Punkt aufgestellt wird, die sogenannte Referenzstation. Mit dem anderen GPS-Empfänger, der sogenannte Mobilstation, wird auf den zu bestimmenden Punkten GPS-Messdaten erfasst. Die Koordinatendifferenz wird zwischen beiden Stationen durch Differenzbildung der Messungen auf der Referenz- und der mobilen Station bestimmt und können somit die Fehler minimieren.

Angelier Methode

Paläospannungsanalysen können mit der direkten Inversionsmethode so wie der Angelier Methode durchgeführt werden. Bei beiden Methode wird versucht die Orientierung der Hauptspannungen ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) zu bestimmen. Als Information dienen die räumliche Orientierung der Harnischflächen und die relative Bewegungsrichtung des einen Blocks (e.g. hanging wall) relativ zum anderen (e.g. footwall). Zur statistischen Datenauswertung und

Paläospannungsanalyse wurde da Programm Tectonics FP verwendet (www.tectonicsfp.com).

3.2. Geologische Karte des Arbeitsgebietes



Im Steinbruch Schraufstädter (siehe Abb-3.1) wird im Übertagebau abgebaut. Er besteht aus zwei Abbaugebieten, wobei der Größere davon nördlich und der kleinere Teil südlich liegt. Meine Untersuchungen konzentrierten sich besonders auf das kleinere Abbaugebiet im Süden, wo vielfältige Lithologien und sehr gute Aufschlüsse von der Leithagebirgs-W-Rand Störung zu finden sind. Auch im größeren, nördlicheren Teil wurden Lithologie und Strukturen untersucht und kartiert. Beide Teile wurden geologisch miteinander verglichen sowie als Ganzes bewertet und interpretiert.

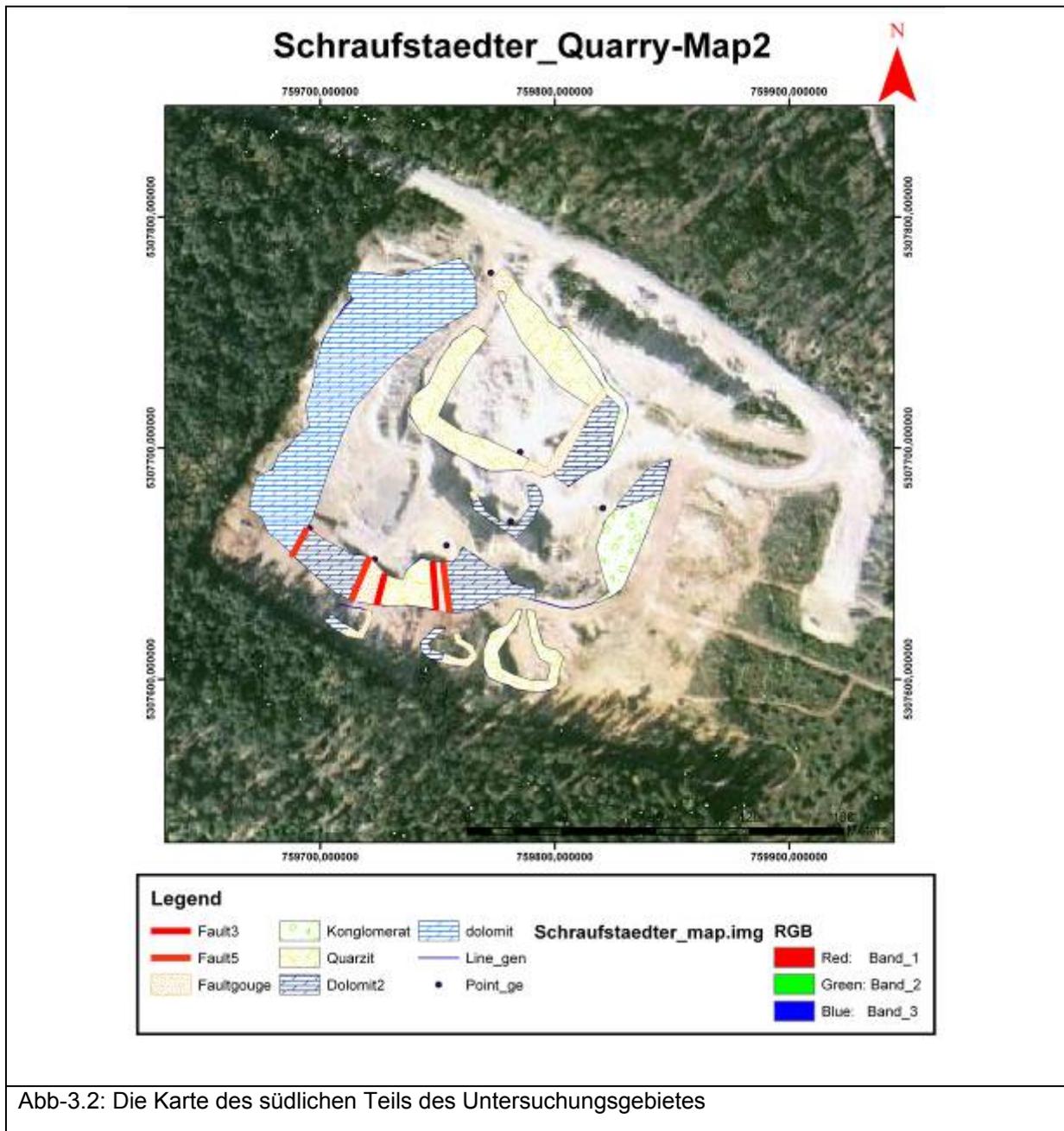


Abb-3.2: Die Karte des südlichen Teils des Untersuchungsgebietes

Der südliche Teil (siehe Abb-3.2) des Steinbruchs besteht lithologisch vom Liegenden bis Hangende aus kristallinem paläozoischen Basement, permotriadischen Sedimenten, die während der eoalpidischen Orogenese metamorph überprägt wurden, und dem darüber liegenden unmetamorphen, fossilreichen Leithakalkkonglomerat aus dem Badenum bis Sarmatium. bezeichnet. Die darüber liegenden Schichten bestehen aus, meist kataklastisch zerlegtem Dolomit-Marmor und Konglomeraten des Leithakalks.

Die bearbeiteten Aufschlüsse, die genommenen Proben und eingezeichnet. Das kristalline Basement war in diesem Aufschluss bislang unbeschrieben und in dieser Arbeit erstmals

kartiert. Das kristalline Basement setzt sich hauptsächlich aus Quarz-Glimmer-Schiefern zusammen. Der darüber liegende metamorphe Quarzit, wird auch als Semmering Quarzit bezeichnet. Die darüber liegenden Schichten bestehen aus, meist kataklastisch zerlegtem Dolomit-Marmor und Konglomeraten des Leithakalks.

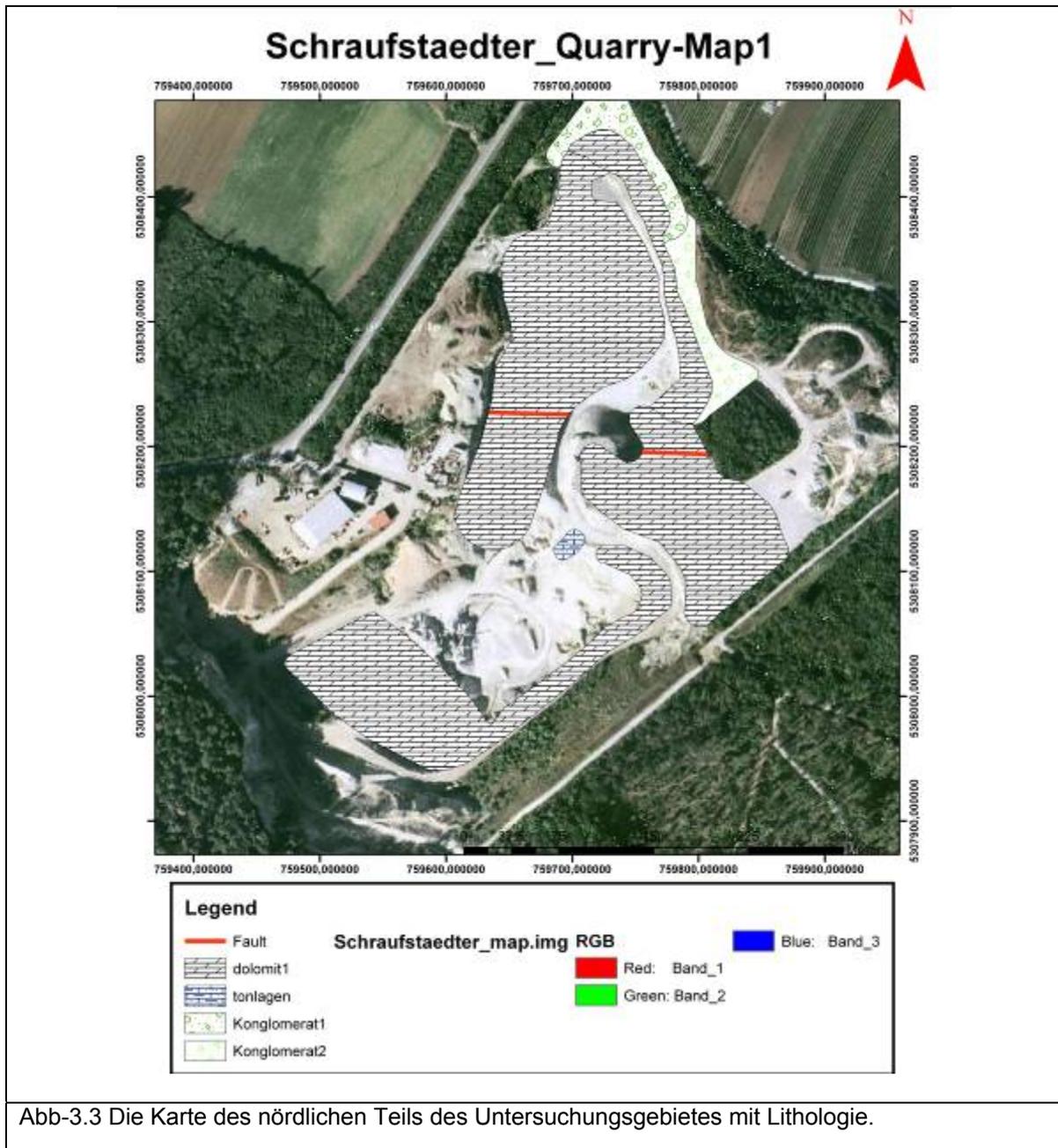


Abb-3.3 Die Karte des nördlichen Teils des Untersuchungsgebietes mit Lithologie.

Die Lithologie des nördlichen Teils (siehe Abb-3.3) setzt sich aus kataklastischem Dolomit-Marmor, mit selten dazwischen eingeschalteten Tonlagen und zwei unterschiedlichen, horizontal darauf liegenden, Leithakalk Fazies, zusammen. In den Dolomit Lagen sind zwei größere abschiebende Störungen aufgeschlossen.

3.3. Lithostratigraphie und Lithologie des Arbeitsgebietes

Im Folgenden werden die Einheiten vom Liegenden gegen das Hangende gekennzeichnet und die Eigenschaften ihrer lithologischen Zusammensetzung, ihrer Metamorphosegeschichte und ihrem tektonischen Baues interpretiert und dargestellt.

3.3.1. Quarz-Glimmer Schiefer



Abb-3.4: (GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m) Quarz-Glimmer Schiefer. Hier ist die einzige Stelle, wo die Glimmerschiefer im Arbeitsgebiet aufgeschlossen sind.

Der Aufschluss (siehe Abb-3.4) liegt am (N)NE-Rand des kleinen Abbaugbietes vom Steinbruch und ist nur einige Meter mächtig. Hier ist die einzige Stelle, wo die Glimmerschiefer im Arbeitsgebiet aufgeschlossen sind. Sie werden hier zum Basement gezählt, die zum unterostalpinen Kern des Leithagebirges gehören., welches dem Semmering-System angehört. Das kristalline Basement wurde wie schon erwähnt in der Folge der variszischen Gebirgsbildung im Karbon durch ein altpaläozoisches Intrusionsereignis geprägt und während der eoalpidische Orogenese grünschieferfaziell metamorph überprägt. Metapelite in Form von pyhlitischen Glimmerschiefern wurden in älteren Arbeiten als Hüllschiefer bezeichnet. Diese feinschieferigen Glimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Quarz und Hellglimmer, welcher als Muskovit auftritt, und führen jedoch keinen Granat. Makroskopisch zeigen die Gesteine meist eine helle und silbergraue bis grünlichgraue Färbung mit einzelnen cm-dicken deformierten Quarzlagen,

welche parallel zur Schichtungen stark und eng verfault sind. Zwei Schieferungen und eine überprägende Crenulation Cleavage sind erkennbar. Quarz-Glimmer Schiefer wird im Arbeitsgebiet tektonisch von Quarzit Lagen überlagert.

3.3.2. Quarzit



Die Quarzit Lagen liegen linsen förmig auf dem kristallinen Basement und unter dem Dolomitmarmor und den Konglomeraten. Er wird wie schon erwähnt in der Literatur als Equivalent des untertriadischen Semmering-Quarzit des Unterostalpins angenommen Diese permomesozoische Metasedimente (Quarzsandstein) wurde auch wie das unterlagernde kristalline Basement während der eoalpidische Orogenese durch Grünschieferfazies metamorph überprägt. Dieser extrem fein, fein- bis mittelkörnige Quarzit (siehe Abb-3.5) zeigt helle, weiß bis graue, manchmal etwas grünliche Farben und führt Quarzgerölle mit einem Durchmesser bis zu 1 cm, welche gut gerundete und rötliche Komponenten (siehe Abb-3.5 in der rote Kreis) darstellen. An spröden Störungen deformiert der Quarzit kataklastisch zu extrem feinkörnigen kohäsiven Ultrakataklasiten.

3.3.3. Dolomitmarmor



Abb-3.6: (GPS Koordinaten 47.908309, 16.462670, Höhe: 284m) Kataklastische Dolomitmarmor Lagen mit Hohlraumbildungen, Er zeigt eine graue bis bläuliche Farbe, ist kohäsionslos, ungebant und tektonisch stark beansprucht.

Der kataklastische Dolomitmarmor liegt massig bis gut gebant auf dem Quarzit und wird teilweise von Konglomeraten überlagert. Er gehört tektonisch genauso wie das kristalline Basement und der Quarzit zur unterostalpinen Einheiten. Die Dolomite sind in der Mitteltrias (Anis) im Seichtwasser entstanden und wurden eoalpin prograd leicht in der Grünschiferfazies metamorph überprägt und deformiert. Die Dolomitmarmor sind auch sprödetektonisch stark beansprucht und wurden von verschiedenen Störungssystemen erfasst. Im Arbeitsgebiet kann man zwei verschiedene Kataklastarten unterscheiden.

Der verkarstete kataklastische Dolomitmarmor, welche am west Rand vom kleinen Abbaugelände liegt, zeigt häufig Hohlraumbildungen (siehe Abb-3.6) sowie auch kleine Höhlen. Diese Hohlräume wurden während der Abbauarbeiten im Steinbruch freigelegt. Sowohl die Hohlräume als auch kleinen Höhlen sind mit Speleothembildungen assoziiert. Für die Morphologie und Entstehung dieser Hohlräume werden hydrothermale Prozesse angenommen. Diese permomesozoische stark geklüfteten.

Der erste Typ von Kataklastiten ist am West-Rand des oberen Steinbruches aufgeschlossen (Abb-3.6). Er zeigt eine graue bis bläuliche Farbe, ist kohäsionslos, ungebant und

tektonisch stark beansprucht. Die Dolomite Fragmenten des Gesteins sind fein bis mittel körnig, eckig, extrem zerbrochen und wenig zementiert bis völlig kohäsionslos.

Der zweite Typ von Kataklasit (Abb-3.7) bildet die dominante Lithologie im Arbeitsgebiet und ist besonders gut im großen Abbaugbiet aufgeschlossen. Es handelt sich um dunkelblauen teilweise gebänderten und kohäsiven protokataklastischem Dolomitmarmor. An Störungen mit Harnischen gebunden, finden sich dm-dicke Zonen von Kataklasiten bis Ultrakataklasiten. Der kohäsive kataklastische Dolomitmarmor hat keine Hohlräume, Höhlen oder sonstige Verkarstungserscheinungen. Stellenweise können dünne Tonschieferzwischenlagen beobachtet werden.



Abb-3.7: (GPS Koordinaten 47.911546, 16.461950, Höhe: 231m), Kataklastische verfestigte Dolomitmarmor Lagen. Er zeigt eine graue bis bläuliche Farbe, ist kohäsionslos, ungebant und tektonisch stark beansprucht.

3.3.4. Leithakalkkonglomerat

Das leicht metamorphe Permomesozoikum ist von miozänen Sedimenten der Zentralen Paratethys stellenweise überlagert. Diese miozänen Sedimente Leithakalke (auch als Corallinaceenkalk genannt) wurden wie oben schon beschrieben als ein fossilreicher Kalk in einer Randfazies des Tethysmeeres im Wesentlichen von Rotalgen (Corallinaceae) im Badenium (Torton) gebildet. Vor allem im Nahbereich des Kristallin konnte das Auftreten von Quarz-, Glimmerschiefer-, Dolomit- und Quarzit Komponenten im diesen Konglomeraten

beobachtet werden. Im diesem zwischen zwei und drei Meter mächtigen Leithakalk sind zwei Lithofazies-Typen entwickelt. Der eine Lithofazies-typ (siehe Abb-3.8) liegt im Osten des kleinen und im Norden des großen Abbauggebietes. Er besteht aus einem bräunlichen bis gelbbraunlichen Konglomerat, welches diagenetisch stark, verfestigt und durch kalzitisches Fluid zementiert wurde. Die Komponenten sind fein bis grob körnig (mehrere cm-dm Durchmesser) und gut gerundet.



Abb-3.8: (GPS Koordinaten 47.907521, 16.463357, Höhe: 285m), Leithakalkkonglomerat. Er besteht aus einem bräunlichen bis gelbbraunlichen Konglomerat, welches diagenetisch stark, verfestigt und durch kalzitisches Fluid zementiert wurde.



Abb-3.9: (GPS Koordinaten 47.908088, 16.463192, Höhe: 280m), Konglomerat. Er besteht aus ungeschichtetem gräulichem und unzementiertem Sande.

Der andere Faziestyp ("sandige Fazies") (siehe Abb-3.9) ist am Nordost Rand des kleinen Abbauggebietes und im Nordost des großen Abbauggebietes aufgeschlossen. Er besteht aus ungeschichtetem gräulichem und unzementiertem Sande. Der haben einzelne sehr gut gerundete Komponenten und vor allem aus Quarzit und Dolomit.



Abb-3.10: (GPS Koordinaten 47.907591, 16.463315, Höhe: 284m), Die Konglomeratlagen liegen horizontal und bestehen aus verfestigte Dolomitmarmor Lagen im kleinen Abbauggebiet.

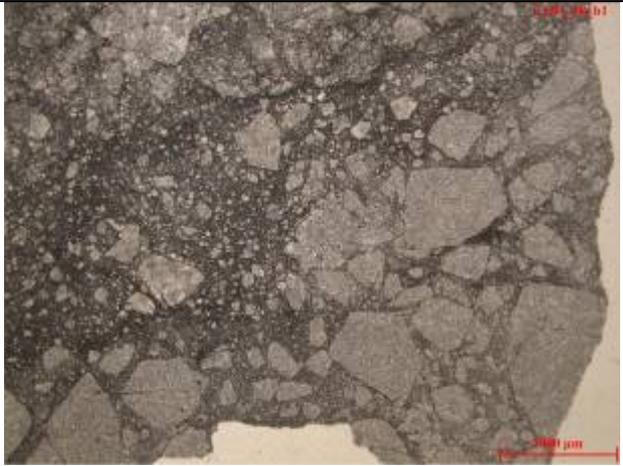


Abb-3.11: (GPS Koordinaten 47.914437, 16.462238, Höhe: 231m), Die Konglomeratlagen liegen fast horizontal auf verfestigte Dolomitmarmor Lagen im großen Abbauggebiet.

Beide Leithakalkfazies Typen lagern erosiv und horizontal auf dem kataklastischen Dolomitmarmor Lagen am Ostrand des kleinen Abbaugbiets (siehe Abb-3.10) und am Nordrand des großen Abbaugbiets (siehe Abb.3.11). Diese Beobachtung ist insofern wichtig, dass undeformierte Sedimente des Badeniums, welche keinerlei Anzeichen von Störungen oder Deformation Bands aufweisen, die spröde deformierten Kataklastite überlagern. Die kataklastische Deformation im Unterostalpin muss daher älter als Badenium sein.

3.4. Deformation und Kinematik

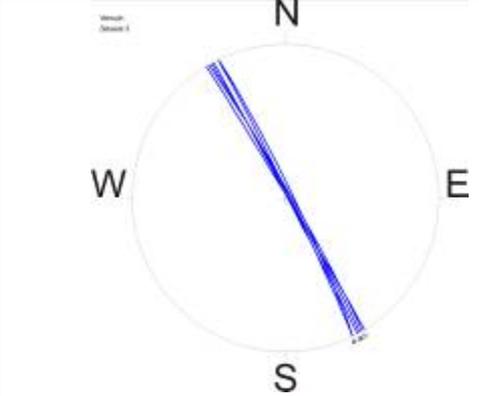
3.4.1. Kataklastite

	
<p>Abb.-3.12: (GPS Koordinaten 47.908386, 16.462076, Höhe 282m), Protokataklastite durch Harnischfläche</p>	<p>Abb.-3.13: Ultrakataklastite im Dünnschliffbild</p>

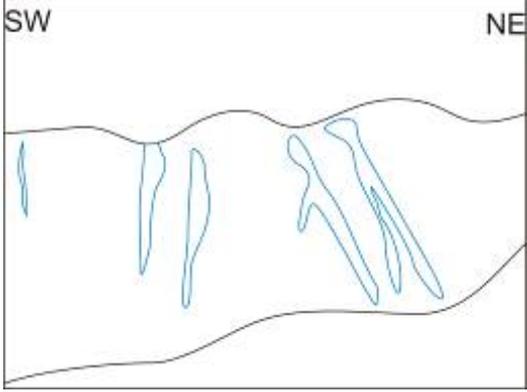
Im Arbeitsgebiet ist vor allem der Dolomitmarmor und der Quarzit entlang von kataklastischen Störungen tektonischbruchhaft deformiert. Dabei wurde das Gestein in geringer Tiefe bei relativ niedrigen Temperaturen und Umgebungsdrücken, mit relativ schneller Verformungsrate zerschert und zerbrochen. Die Kataklastite treten im Umfeld der spröden Bewegungszonen der Dolomit Marmor Lagen auf, und sind meistens aus mm bis cm groß Gesteinsfragmenten und der umgebenden Matrix zusammengesetzt. Diese Gesteinsfragmente werden von Bruchflächen begrenzt und zeigen eine relative Bewegung (Gleitung und Rotation). Es handelt sich hier um massig-richtungslose Kataklastite, die im Lauf der Zeit durch Zementation der einzelnen Fragmente zu verfestigten Gesteinen wurden. Die Kornverkleinerung dieser Fragmente beginnt mit dem progressiven Zusammenwachsen von transgranularen Mikrorissen (microcracks) der Extensions-Scherbrüche. Die Protokataklastite des Arbeitsgebietes zeigen generell einen Komponenten-

gestützten Bau und einen Matrixgehalt von 10 – 50 Vol. %. Die Gesteinsfragmente dieser Gesteine sind durch eckige und schlecht sortierte Komponenten charakterisiert (siehe Abbildung 3.12). Die Abbildung 3.12 zeigt eine Probe im Aufschluss mit eckigen Fragmenten, welche durch relativ geringere finite Deformation gekennzeichnet ist. Die kohäsiven Ultrakataklasite (siehe Abbildung 3.13) des Arbeitsgebietes zeigen eine progressiv zunehmende kataklastische Deformation mit gut gerundeten feinkörnigen Komponenten (mehr als 90 Vol.%).

3.4.2. Veins (Extensionsspalten)

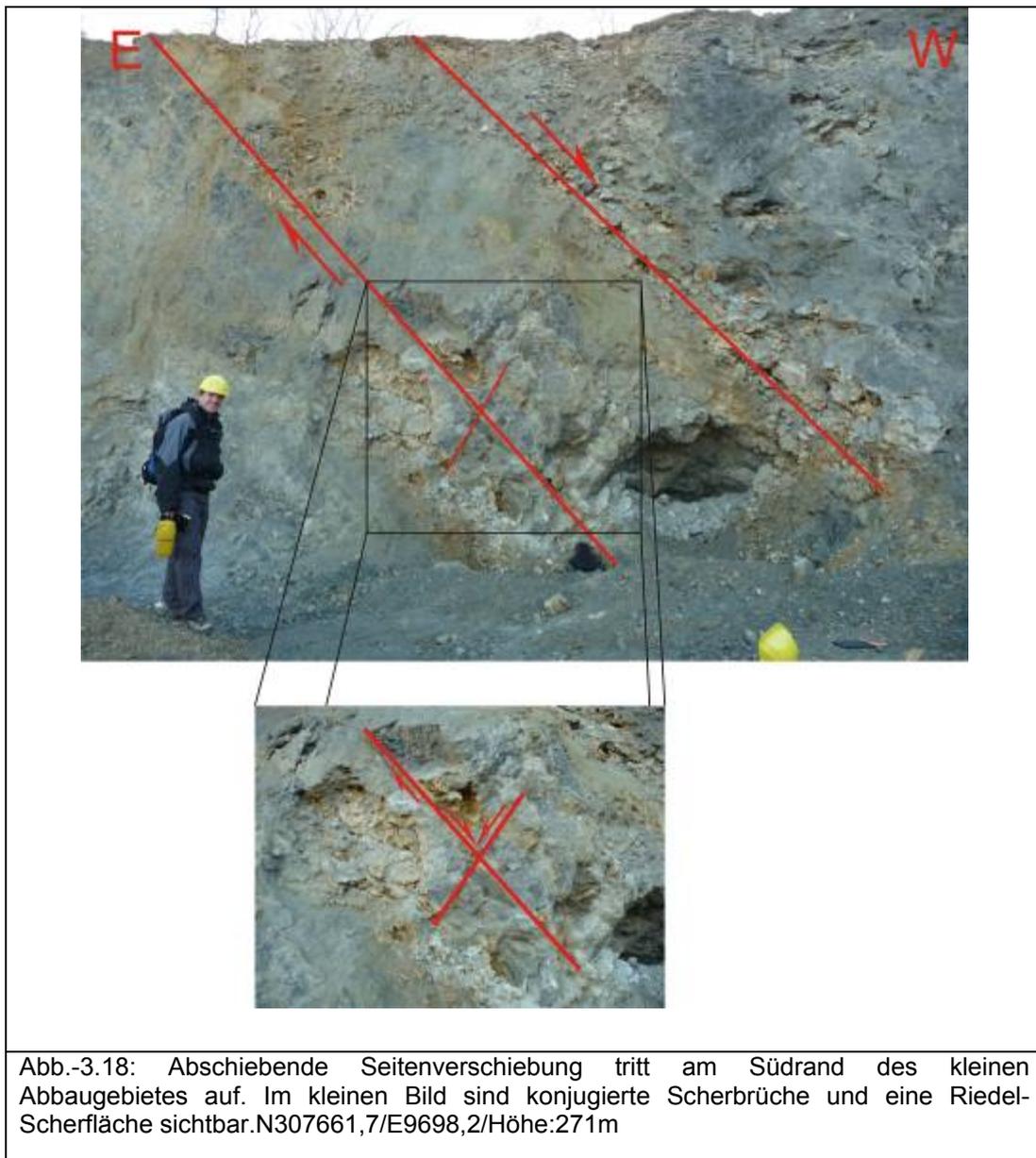
	
<p>Abb.-3.14: (GPS Koordinaten 47.908499, 16.402308, Höhe 281m), Vein mit Millimeter große Kalzitkristallen.</p>	<p>Abb.-3.15: Graphische Darstellung der Vein-Orientierungen auf Stereonez.</p>

Die Veins sind innerhalb der kataklastischen, unverfestigten Dolomit-Marmor-Zone (West Rand des kleinen Abbauraumes) weit verbreitet, und ausschließlich in diesen kohäsionslosen Kataklastiten zu finden. Sie repräsentieren Mode I Extensionsbrüche, welche mit Kalzit verfüllt sind (siehe Abbildung 3.14). Diese Extensionsspalten bilden sich häufig unter hohen Flüssigkeitsdruck, senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannung.. Drucklösungen, welche makroskopisch weniger beobachtet wurden führten zu sekundären Mineralwachstum und bildeten wahrscheinlich die Quelle für das kalzitische Fluid.

	
<p>Abb.-3.16: (GPS Koordinaten 47.908569, 16.402291, Höhe 281m), Die Veins ziehen häufig Dolomit-Marmor durch.</p>	<p>Abb.-3.17: Die Veins streichen meistens NNW-SSE mit einem steilen Winkel.</p>

Diese so entstandenen Veins beweisen eine aktive Fluidaktivität entlang bestehender Klüfte und durchziehen penetrativ die Dolomit-Marmor-Zone mit durchschnittlichem Dicken von einigen cm (siehe Abbildung 3.14) bis 10 cm (siehe Abbildung 3.16). Generell verlaufen sie NNW-SSE (siehe Abb.-3.17) und sind fast senkrecht auf die Dolomit-Marmor-Zone orientiert. Die vorhandenen Veins in den Aufschlüssen zeigen lokal weiße und rötliche Farbgebung und beinhalten bis mm-große fasrige Kalzit Kristalle. Spätere spröde Deformation erfasste den gesamten Gesteinskomplex inklusive der Extensionsspalten.

3.4.3. Hauptstörung (Abschiebende Seitenverschiebung)



Am Südrand des kleinen Abbaugbietes tritt eine Hauptstörung (die von mir so benannte Leithagebirgs-W-Randstörung) (siehe Abbildung 3.18) zwischen kataklastisch aufgelockerten und verfestigten Dolomit-Marmor-Zonen auf. Es handelt sich hier um eine relativ ältere Bewegung, die durch eine Abschiebung (normal fault) gekennzeichnet wird und eine relativ jüngere, welche eine rechtverschiebende (dextral) Seitenverschiebung (strike-slip fault) repräsentiert. In der hangenden Dolomit-Marmor-Zone befindet sich eine angrenzende protokataklastische Damage Zone die mehrere dm bis m dicke Hohlräume aufweist und deren Wände mit mehreren cm Flowstone bedeckt sind. Die Kernzone der Störung besteht aus kohäsiven Ultrakataklasiten mit zum Teil gerundete Komponenten. In

der sich im Liegenden befindlichen verfestigten Dolomit-Marmor-Zone befinden sich in der angrenzenden protokataklastischen Zone aber keine Hohlräume. Die high-angle Normal Fault fällt mit etwa 70° Neigung ein. Die Harnischflächen in der protokataklastischen Zone streichen steilstehend in NE-SW-Richtung und fallen nach SE ein. Auf den Harnischflächen befinden sich steil nach SE einfallende Striemungen (Lineation), die eine relativ ältere Vertikalbewegung zeigen. Diese werden von einer relativ jüngeren dextrale Seitenverschiebung geschnitten. Im Aufschluss sind die zur Hauptfläche in einem geringen Winkel stehenden Riedel-Scherflächen auffällig. Sie repräsentieren die besten Schersinn Indikatoren in diesen Kataklastiten. Diese Flächen sind synthetisch, d.h. sie wurden gleichsinnig zur Scherzone bewegt und sind daher synthetische Riedelflächen, welche mit einem Winkel von 10° bis 20° schräg zur Hauptscherfläche stehen. Sie belegen eine Abschiebung innerhalb einer WNW-ESE Extension.

Um die drei Hauptspannungsorientierungen zu ermitteln, die diese Harnischflächen und darauf liegende Striemungen formten, wurde die Angelier-Methode angewendet und daraus die Extensionsrichtung abgelesen. Durch die gemessenen Daten konnte ein zur der Extensionsrichtung passendes Abschiebungsregime bestimmt werden. Die mittels TectonicsFP berechneten Hauptspannungsorientierungen sind für σ_1 334/60, für σ_2 216/15, für σ_3 119/25. Die Extensionsrichtung ist WNW-ESE (Abb.-3.19).

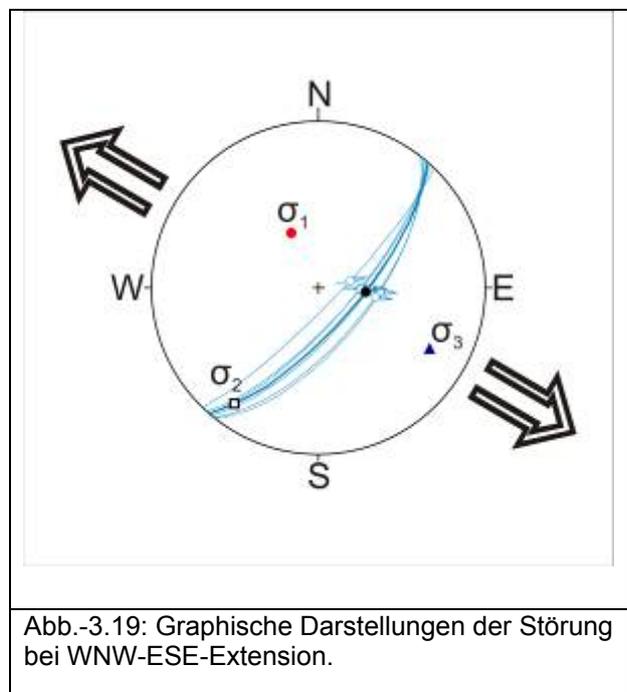


Abb.-3.19: Graphische Darstellungen der Störung bei WNW-ESE-Extension.

3.4.4. Konjugierte Verwerfungen

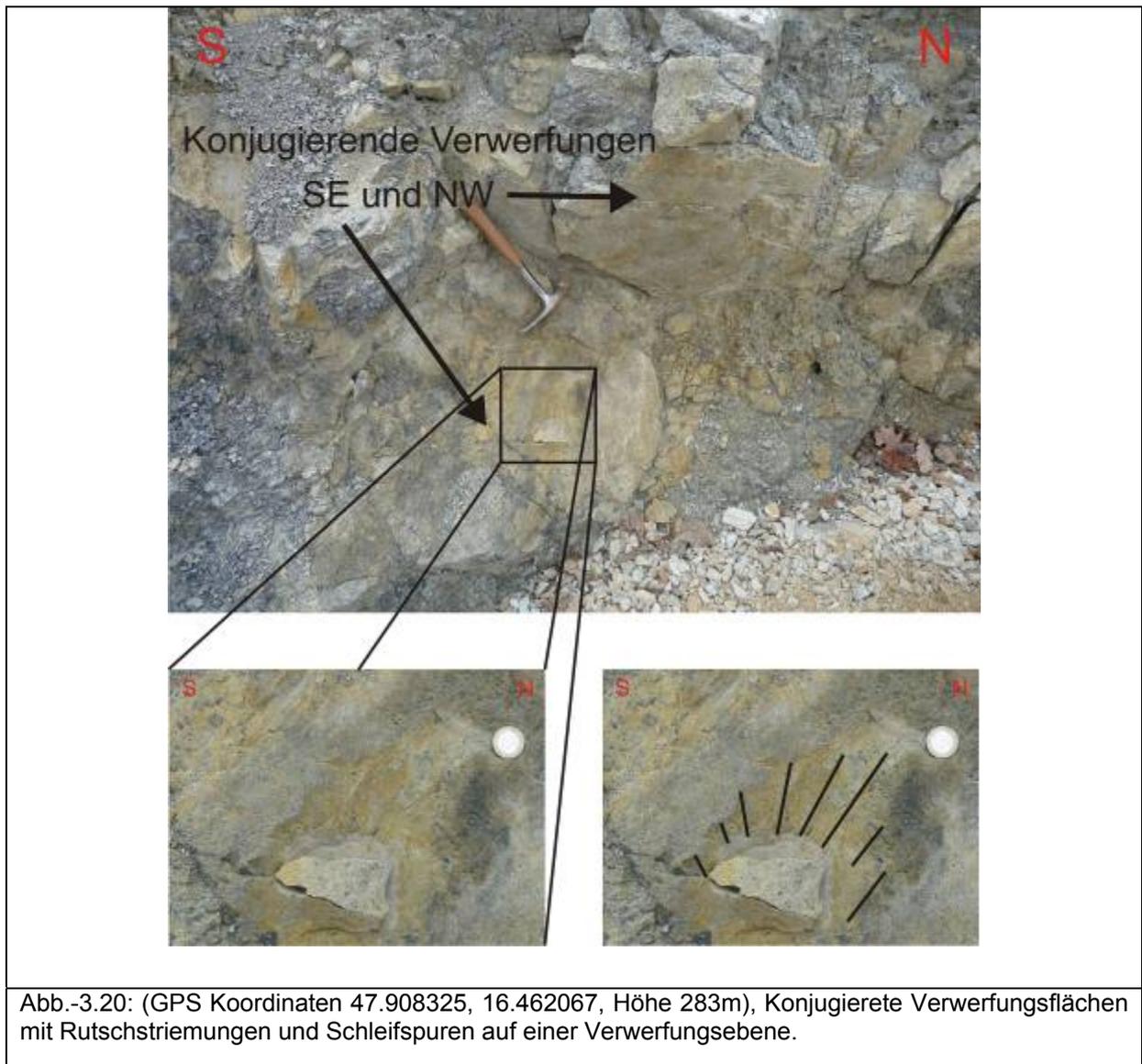


Abb.-3.20: (GPS Koordinaten 47.908325, 16.462067, Höhe 283m), Konjugierte Verwerfungsflächen mit Rutschstriemungen und Schleifspuren auf einer Verwerfungsebene.

Am Westrand des kleinen Abbaugbietes beim Dolomit-Marmor Lagen Aufschluss treten konjugierte Verwerfungen (conjugate faults) (siehe Abb.-3.20) auf, die gleich alt sind und sich in einem NNE-SSW streichendem Verschnittlinear schneiden. Der Winkel zwischen beiden Flächen ist kleiner als 90° . Die beiden Flächen zeigen entgegengesetzten Schersinn und die Striemungen zeigt eine normale Bewegungsrichtungen an (siehe Abb.-3.20 unten rechts). Die Kratzspuren der pflügenden Partikel liegen parallel zum Bewegungsvektor und werden in Bewegungsrichtung tiefer. Die SE liegende Bruchfläche verläuft NNE-SSW, fällt mit 45° Winkel nach ESE ein, und bewegt sich nach unten (ESE).und die SE liegende Fläche verläuft NNE, fällt steil mit einem Winkel von 80° nach SE ein (WNW).

Es handelt sich hier um zueinander steil stehende konjugierte Flächen, die während ESE-WNW gerichteter Extension als Abschiebungen reaktiviert wurden. Die konjugierten Abschiebungsflächen verschneiden in der intermediären Hauptspannungsachse σ_2 (Siehe Abb.-3.21). Die größte Hauptnormalspannung σ_1 , die der kinematischen Verkürzungsrichtung entspricht und die kleinste Hauptnormalspannung σ_3 , die der Streckungsrichtung entspricht, liegen auf einem Großkreis. Die Extensionsrichtung ist parallel zu σ_3 . Die Orientierungen der Hauptnormalspannungsachsen sind: σ_1 subvertikal 175/53, σ_2 032/10 und σ_3 subhorizontal 283/13.

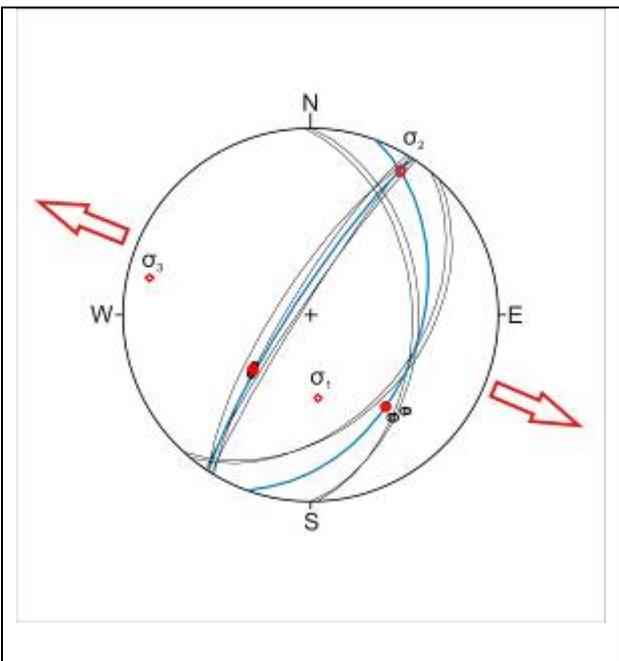


Abb.-3.21: Graphische Darstellung der konjugierten Bruchflächen bei WNW-ESE-Extensionsrichtung nach Angelier im Stereonez.

3.4.5. Abschiebungen

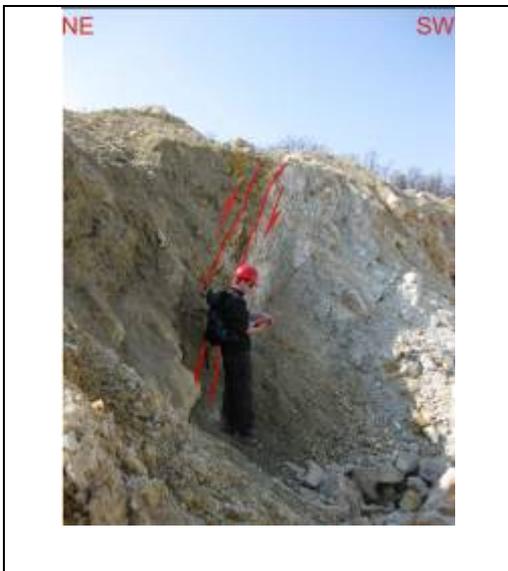


Abb.-3.22: Fault gouge zwischen den Quarzlinzen und dem kataklastischen Dolomitmarmor, GPS-Koordinaten: N307777/E9773/Höhe: 268 m.



Abb.-3.23: (GPS Koordinaten 47.907761, 16.462814, Höhe 285m), Gelb gefärbte Alterationen entlang der Abschiebungsfläche in den kataklastischen Dolomitlagen hydrothermale Alteration entlang der Abschiebungen.

Am Südrand des kleinen Abbaubereiches (GPS Koordinaten: N307777/E9773/Höhe: 268 m) liegt eine mehrere Meter mächtige Zone aus kohäsionslosen Kataklasten und Fault Gouge (Störungsletten) zwischen den Quarzlinzen und dem kataklastischen Dolomit-Marmor.

Innerhalb der Fault Gouges, welche durch mechanische Zerkleinerung und gleichzeitige Alterierung entstanden sind, finden sich Reste isolierter Gesteinsfragmente. Diese Scherzonengesteine enthalten extrem feinkörnige (0.1 mm-100µm), bindiges, schluffiges und toniges Material. Eine an der Scherzone auftretende Harnischfläche zeigt (Abb.-3.22) eine NNE-SSW streichende und 53° nach SE einfallende Abschiebung an. Die Harnisch-Strömungen fallen mit einem Winkel von 48° nach SE ein.

Im Aufschluss (Abb.-3.23) des großen Abbaugebiets kann eine kataklastische Deformation im Dolomit-Marmor beobachtet werden, deren Ost-gerichtete Kinematik an Abschiebungen gebunden ist. Entlang der Abschiebungszonen treten sehr dünne gelbe lagen aus Tonmineralien auf, welche durch eine hydrothermale Alteration entstanden sind. Die hydrothermalen Fluide fließen entlang der Schwächezonen und alterieren den Dolomit-Marmor. In Folge dessen werden Tonmineralien gebildet. Diese Alterationsbereiche sind 1 bis 2 cm mächtig und sind durch eine deutliche Farbänderung gekennzeichnet. Der unveränderte Dolomit-Marmor zeigt eine dunkelblaue Färbung während die alterierten Zonen gelb gefärbt sind.

Am Ostrand des großen Abbaugebietes treten die durch konjugierte Abschiebungen versetzten Tonlagen in gut gebankten dunkelblauen kataklastischen Dolomit-Marmor-Lagen auf. Die Tonschichten wurden hier sedimentär abgelagert und bilden gute Markerhorizonte. Diese Abschiebung (siehe Abb.-3.24) verläuft NW-SE und fällt mit 50° nach SW ein. Eine solche Abschiebung wurde auch

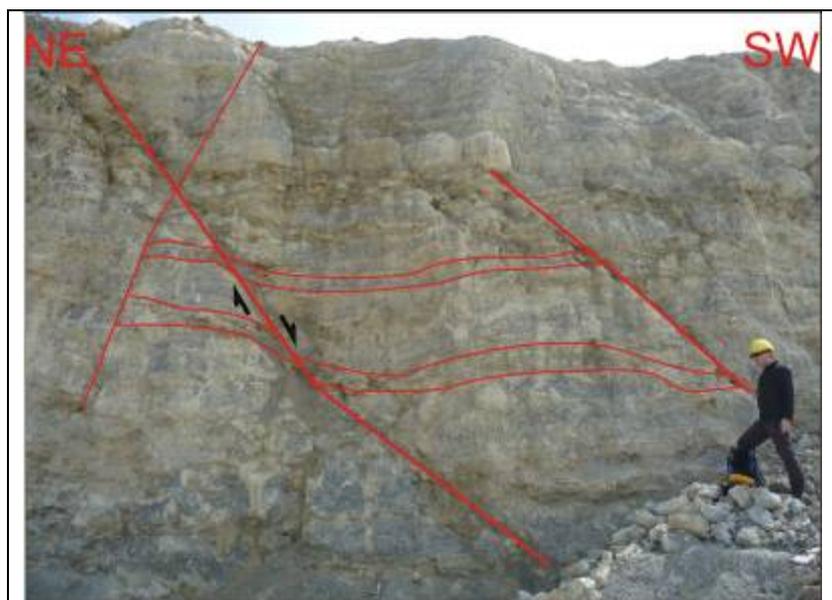


Abb.-3.24: (GPS Koordinaten 47.912343, 16.461865, Höhe 232m), Konjugierte Abschiebungen mit versetzten Tonlagen in gebändertem Dolomit-Marmor im größeren Abbaugebiet.

noch am Westrand des großen Abbaugebietes beobachtet. Sie streicht ENE-WSW und fällt 45° nach SE ein. Beide Abschiebungen verlaufen parallel zu einander und passen gut in einem kinematischen Rahmen.

3.5. Geologisches Profil

Der kleinere Teil des Abbaugbietes wurde lithologisch und strukturellgeologisch untersucht und aus diesen erhobenen Daten wurde eine geologische Karte erstellt. (siehe Abb.-3.25) um die geologische Entwicklung des Gebietes besser zu verstehen. Kataklastische Dolomit-Marmor-Lagen sind im Aufschluss die dominante Lithologie, die im tektonischen Kontakt zu dem liegenden Quarzit und im erosiven Kontakt mit dem auflagerndem Leithakalk-Konglomerat stehen. Als tektonischer Kontakt liegt die Faultgouge zwischen kataklastischen Dolomit-Marmor-Lagen und zu den beiden Seiten vom Quarzit.

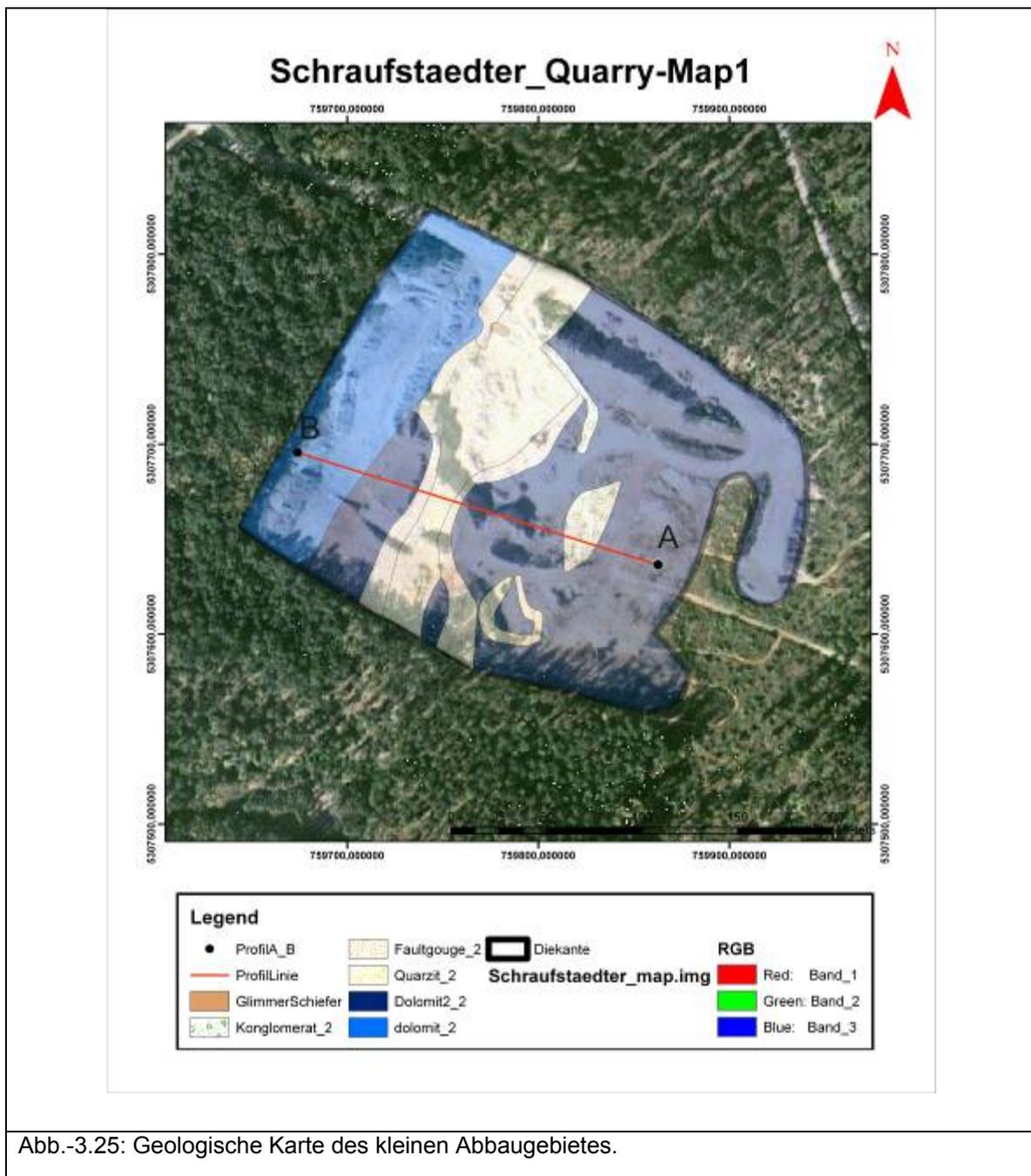


Abb.-3.25: Geologische Karte des kleinen Abbaugbietes.

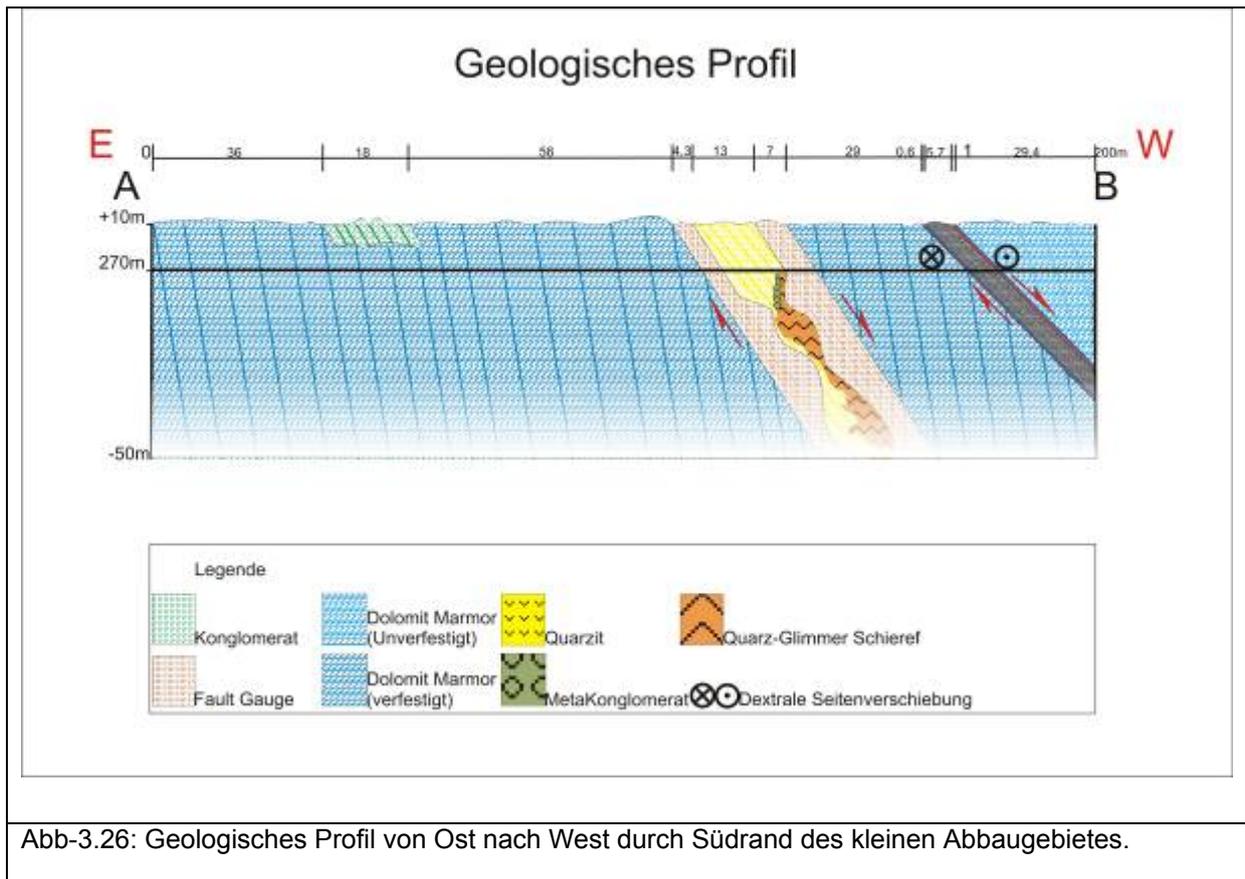


Abb-3.26: Geologisches Profil von Ost nach West durch Südrand des kleinen Abbaubereiches.

Es wurde ein E-W streichender geologischer Querschnitt im südlichen Teil des kleinen Abbaubereiches erstellt (siehe Abb.-3.26). Alle im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen lithologischen Einheiten und eine abschiebende Seitenverschiebung, welche die Hauptstörung repräsentiert, können in dem aufgenommenen Querschnitt untersucht werden. Die vorhandenen Bruch- und Harnischflächen mit den darauf liegenden Strömungen und die verschiedenen Lithologien wurden in dieses Profil eingetragen. Abbildung 3.26 repräsentiert ein 200 m langes, lithologisches, von Ost nach West verlaufendes Profil, das die oberen 60 m der Lithologie darstellt, wobei die unteren 50 m interpoliert wurden. Auf einer Länge von 110 m vom östlichsten Punkt des Profils gemessen ist der gebänderte, kataklastische, verfestigte Dolomit-Marmor auf dem ein 18 Meter breites undeformiertes Leithakalk Konglomerat liegt aufgeschlossen. Der Dolomit Marmor wird durch eine Störungszone deformiert, in der linsenförmig Quarzit Lagen auf beiden Seiten in einem bis zu 7 m breiten Fault Gouge Band eingebettet sind. 50 m nördlich tritt des geologischen Profils tritt in zwischen der Fault Gouge und dem Quarzit ein wenige Meter breites kristallines Basement in Form eines Quarz-Glimmer-Schiefer auf. Auf den 29 m westlich der Störungszone ist wieder verfestigter kataklastischer Dolomit-Marmor aufgeschlossen. Dieser Marmor ist auf seiner Westseite mit der Hauptstörung des Untersuchungsgebietes, welche eine abschiebende dextrale Seitenverschiebung ist, begrenzt. Die Kernzone der Störung ist etwa 5,7 m breit und liegt innerhalb einer 2 m breiten Damage Zone. Der nach Norden bewegte

Teil besteht aus hellen kataklastischen unverfestigten Dolomit-Marmoren die bis zum Westrand des Profils reichen.

3.6. Strukturell Interpretation

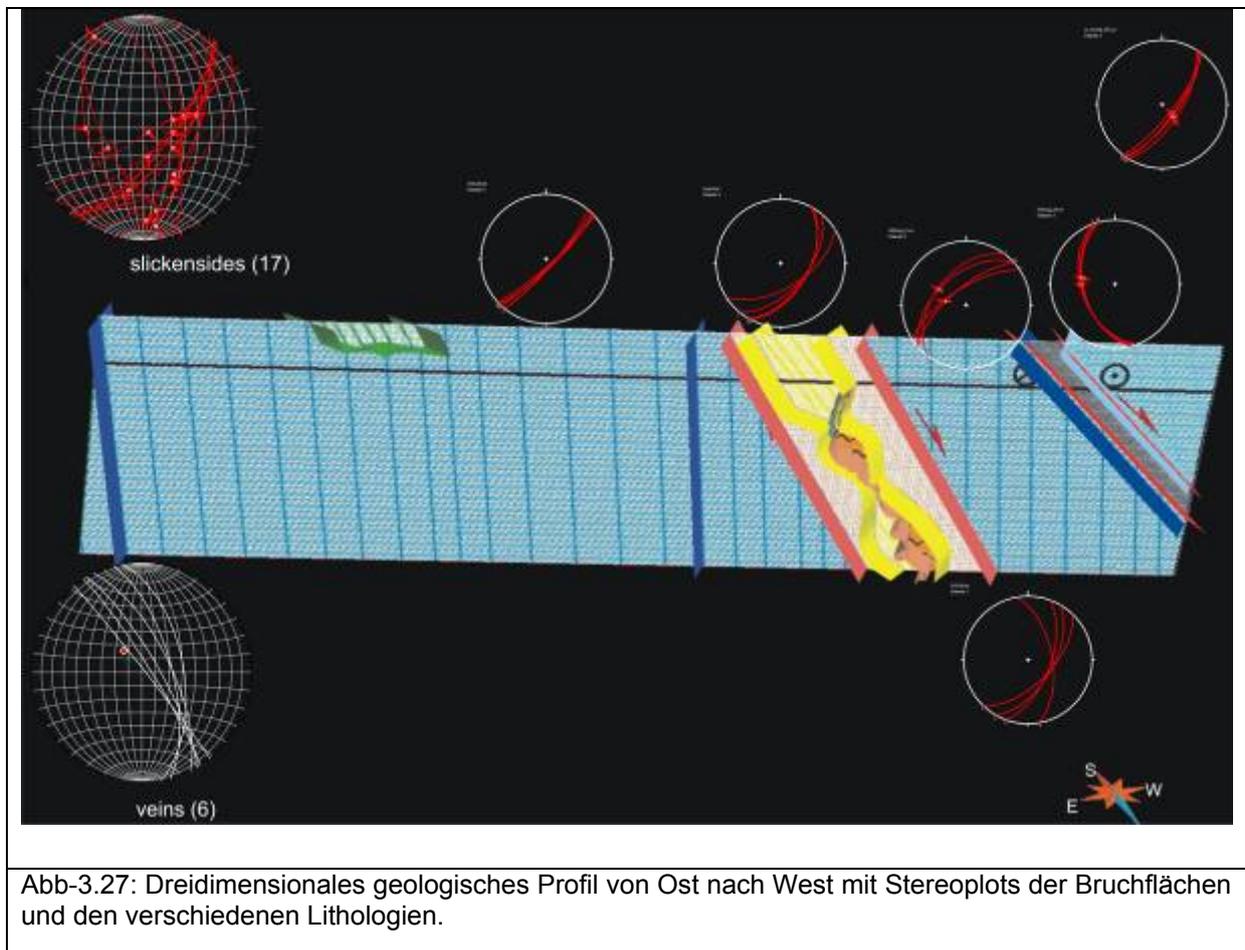


Abb-3.27: Dreidimensionales geologisches Profil von Ost nach West mit Stereoplots der Bruchflächen und den verschiedenen Lithologien.

Der dreidimensionale geologische Aufbau von Ost nach West durch den Südrand des kleinen Abbaubereiches wurde mittels Software GoCAD dargestellt (siehe Abbildung 3.27). Die Raumlage der geologischen Schichten und ihre strukturellen Eigenschaften sowie die Orientierung von Bruch- und Harnischflächen wurden im 3D-Modell visualisiert.

Die Harnischflächen der Abschiebungen im Schraufstädter Steinbruch zeigen ein W-NW bis E-SE gerichtetes extensionelles Regime.

4. Mikrostruktur

Die orientierten Gesteinsproben wurden geschnitten und es wurden orientierte Dünnschliffe angefertigt, welche mit Hilfe des Polarisationsmikroskops untersucht wurden.

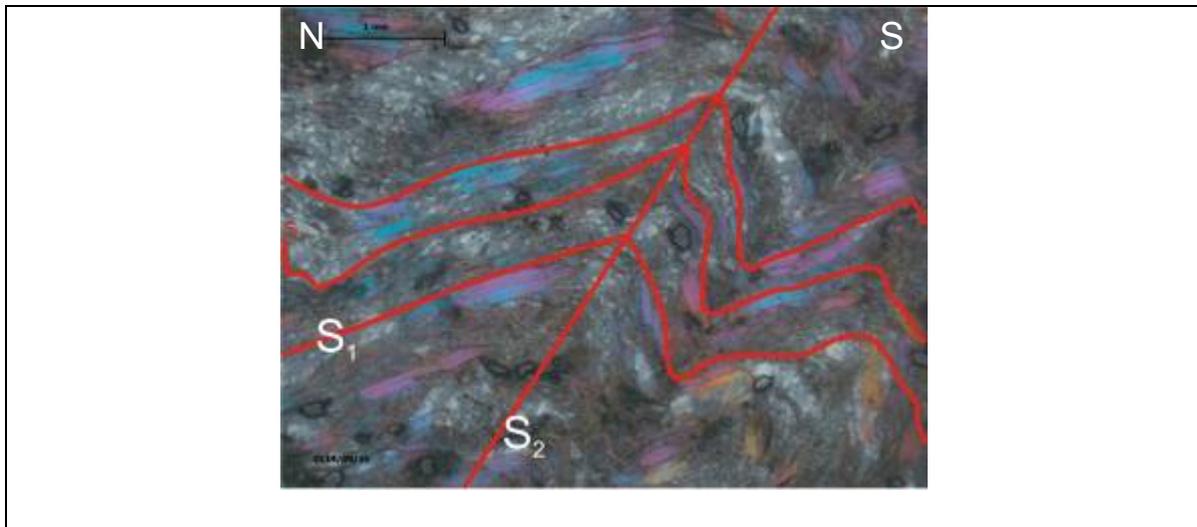


Abb.4.1: (GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m) Dünnschliffbild der Proben aus dem Quarz-Glimmer-Schiefer.

Im Dünnschliffbild verläuft S_1 horizontal und ist gefaltet. Die S_1 -Schieferung (Hauptschieferung) zeigt eine Spaced Foliation (diskrete Glimmerlagen oder Cleavage Domains im Abstand von mehr als $10\ \mu\text{m}$, i.e. Microlithons). Die Mineralien von S_1 sind grobkörnig und größere Quarzkörner haben im Dünnschliff oft eine elliptische Form, deren Längsachsen parallel zur Schieferung eingeregelt sind. S_2 schneidet die Achsenebene von S_1 und verläuft von rechts oben (SSE) nach links (NNW) unten.

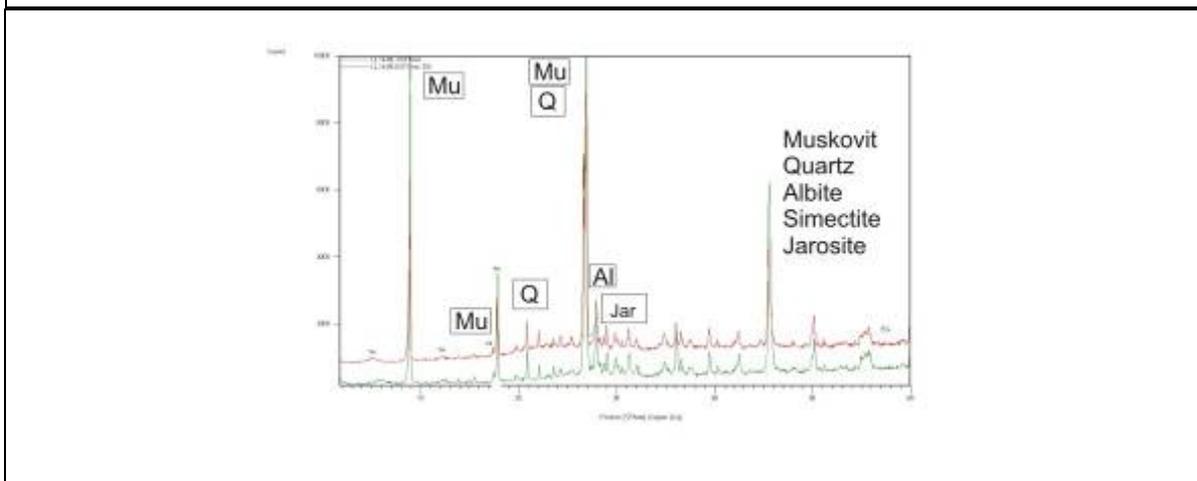


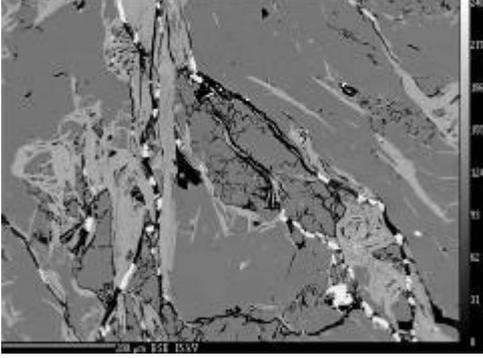
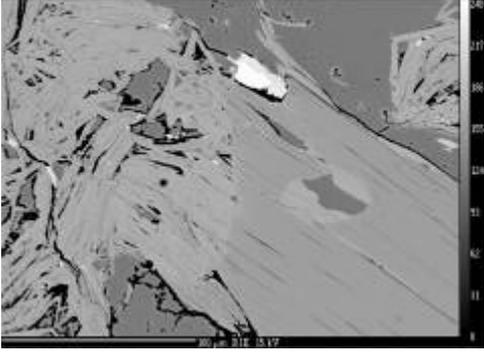
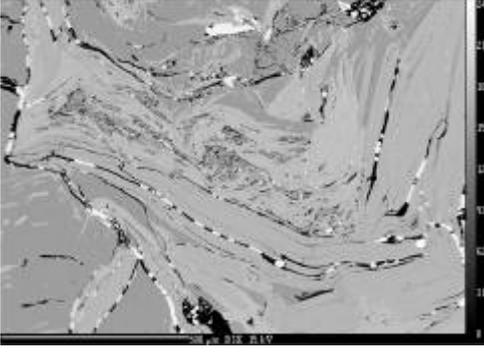
Abb.4.2: Die chemische Mineralanalyse zeigt, dass der Quarz-Glimmer-Schiefer hauptsächlich aus Muskovit und Quarz besteht.

Die chemische Mineralanalyse zeigt (siehe Abbildung 4.2), dass der Quarz-Glimmer-Schiefer hauptsächlich aus Muskovit und Quarz besteht. Als akzessorische Mineralien sind

Albit, Smektit und Jarosit dabei. Der Mineralchemismus und die unterschiedlichen Muskovit-Generationen des Quarz-Glimmer-Schiefers wurden mittels Mikrosonde (EMPA) bestimmt.

Mikrosonde Analysen

Der Mineralchemismus und die unterschiedlichen Muskovit-Generationen des Quarz-Glimmer-Schiefers wurden mittels Mikrosonde bestimmt.

	
<p>Abb.4.3: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-Schiefer</p> <p>Albit-porphyroblasten in quarzreichem Gefüge, zwei-phasige Hellglimmerbildungen und Pyrit-Bildung an Quarz-Korngrenzen ist in den Schliffen zu beobachten.</p>	<p>Abb.4.4: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-Schiefer</p> <p>Rutil-, Quarz-, sowie Zirkoneinschlüsse finden sich im grobkörnigen Muskovit.</p>
	
<p>Abb.4.5: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-Schiefer</p>	<p>Abb.4.6: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-Schiefer</p>

(siehe Abbildung 4.5) Ein Muskovit-1 (idiomorph, grobkörnig) kann von einem neugebildeten feinkörnigem Muskovit-2 unterschieden werden.

Älterer fein gefalteter Muskovit-1 mit rekristallisiertem Muskovit-2 findet man vor allem in den Faltschenkeln (siehe Abb.4.6). Die jüngere Glimmergeneration (Muskovit-2) ist nach dem Biegungsprozess in den Faltscharnieren deutlich rekristallisiert.

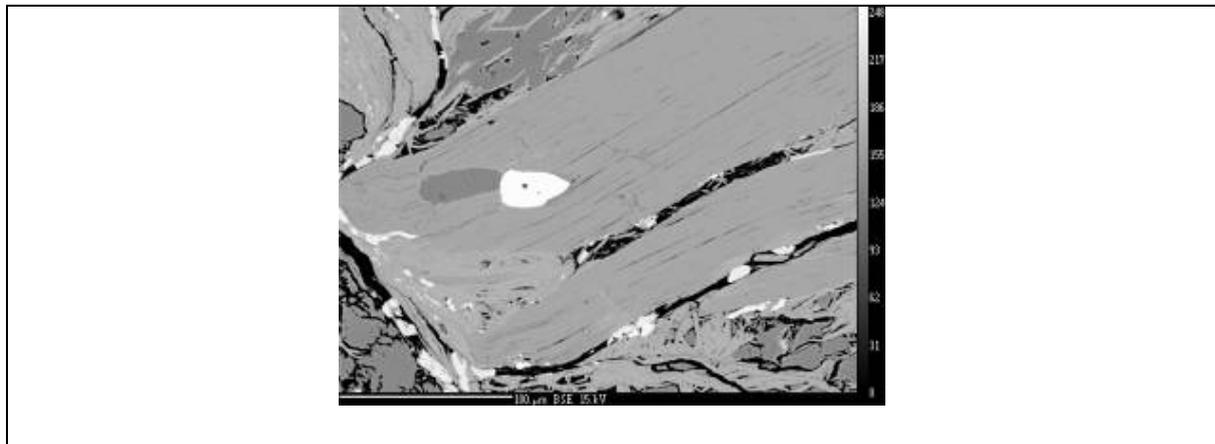


Abb.4.7: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-Schiefer

Die älteren Muskovite sind rekristallisiert, gekinkt und spröd zerbrochen. Spitze hingede Bereiche, gerade Schenkel mit zwei Achsialebenen zeigen die Ausbildung von Kink bands.

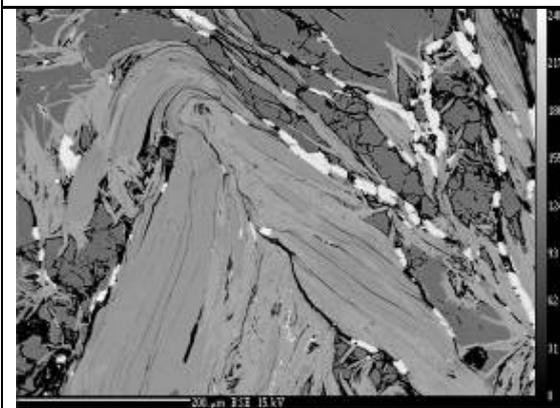


Abb.4.8: GPS Koordinaten N307772.03, E 9778,83, Höhe 266,38m Orientierung: 146/71) Mikrosondebild aus der Quarz-Glimmer-SchieferFalte mit älteren und jüngeren Muskovit Generationen (Farbunterschied).

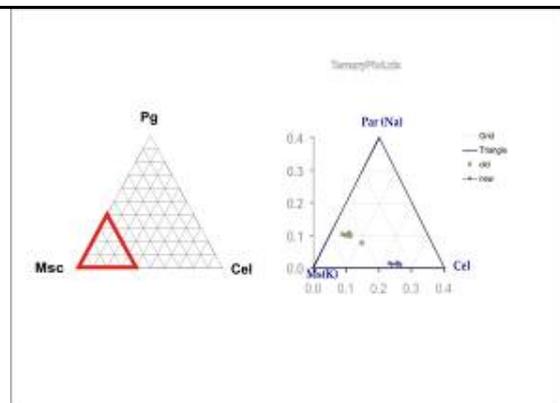
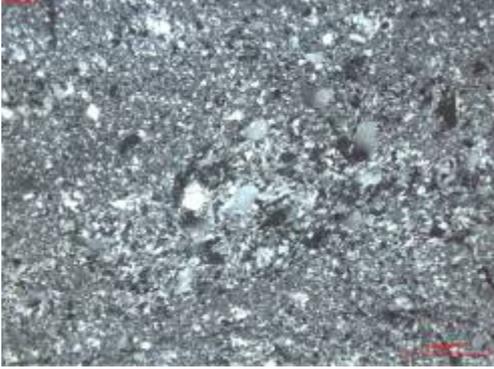
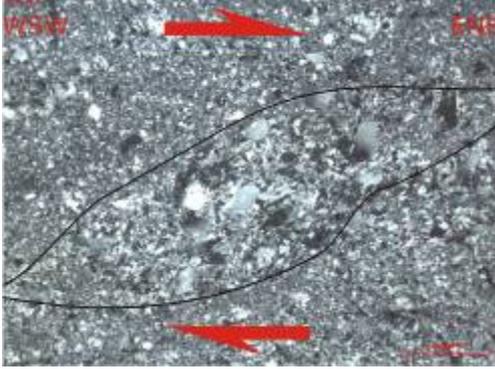


Abb.4. 9: Mineralchemische Analysen des Muskovits zeigten, dass die jüngere Generation mehr Magnesium (Mg) und Eisen (Fe) hat als ältere Generation, sowie weniger Natrium (Na) und Kalium (K).

	
<p>Abb.4.10: (GPS Koordinaten N307726,20 E9750,15 Orientierung: 1118/55), Dünnschliefbild von dem Semmering Quarzit</p>	<p>Abb.4.11: Dünnschliefbild von dem Semmering Quarzit</p>

Im metamorphen Quarzit (siehe Abb.4.10) sind lokalisierte spröde/niedrig T duktile Scherzone ausgebildet. Grobkörnige Komponenten aus diesen Zonen (Abbildung 4.11) zeigen eine sigmoidale Form mit ENE-gerichteter Kinematik.

	
<p>Abb.4.12: (GPS Koordinaten N307772,03 E9778,83 Höhe: 266m Orientierung: 155/24), Dünnschliefbild von dem Semmering Quarzit</p>	<p>Abb.4.13: Dünnschliefbild von dem Semmering Quarzit</p>

Gefaltete Graphitlagen zeigen, dass auch der Quarzit duktil verfaltet worden ist. Die Dünnschliffanalyse belegt dass vor allem Drucklösung mit Drucklösungsschieferung die Deformation aufgenommen hat (siehe Abbildung 4.12). Die Neu- und Umbildungen entstehen im Bereich niedriger Temperaturen vor allem durch Diffusionsprozesse entlang der Korngrenzen. Die Quarz Komponenten (siehe Abbildung 4.13) sind eindeutig in die neue Schieferung eingeregelt.

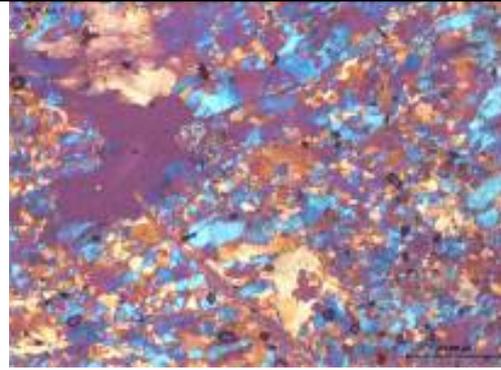
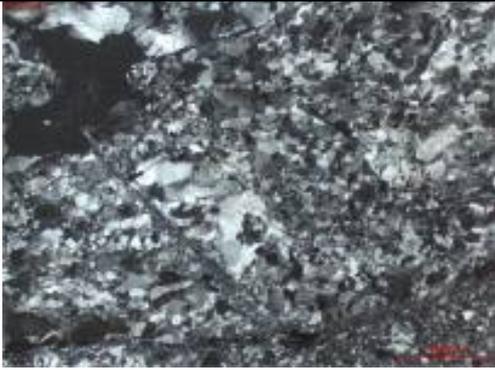


Abb.4.14: (GPS Koordinaten 47.908014, 16.462971, Höhe: 282m, Orientierung: 148/58),
Dünnschliefbild von einem Semmering Quarzit

In den Quarziten finden sich auch feinstkörnige kataklastische Scherzonen mit zerbrochen eckigen Komponenten



Abb.4.15: (GPS Koordinaten 47.907985, 16.463089, Höhe: 282m, Orientierung: 118/53),
Dünnschliffbild von dem Semmering Quarzit

Die Abbildung zeigt einen Quarzit mit beginnender Kataklastitbildung. Die Protolithkomponenten zeigen keine Kornrundung und sind wenig rotiert. Zwischen den Komponenten befindet sich eine feinkörnige quarzitische Matrix.

Diese protokataklastische Shearzone wird neu-gebildet.

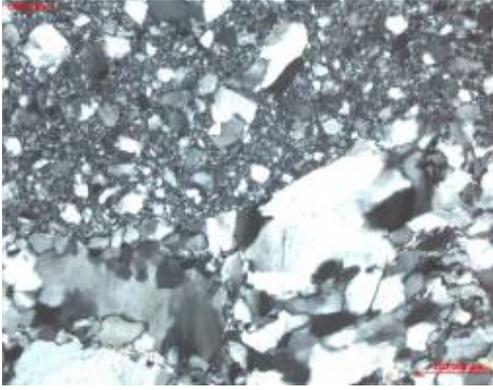


Abb.4.16: GPS Koordinaten N307772, E9778, Höhe: 266m, Orientierung: 160/30), Dünnschliffbild von dem Semmering Quarzit

Abbildung 4.16 zeigt das Nebeneinander von duktiler und spröder Deformation. Undulöse Auslösung Deformationslamellen, Subgrainboundaries, Low Temperatur Grain Boundary Migration belegen kristallplastische Deformation und dynamische Rekristallisation.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Gestein grünschieferfaziell deformiert worden ist bei Temperaturen zwischen 300-350°C. Diese niedrig-gradige Metamorphose wurde durch spätere sprödetektonische

Verformung überprägt.

5. Geochronologische Analyse

In der vorliegenden Arbeit wurde die tektono-metamorphe Entwicklung der kristallinen Gesteine im Arbeitsgebiet untersucht. Es handelt sich um einen Aufschluss, in welchem das metamorphe Kristallin in Form von Quarz-Glimmerschiefern aufgeschlossen ist. Das Arbeitsziel war es, zu datieren, wann die Muskovit Mineralien metamorph überprägt wurden. Es wurden Rb-Sr und Ar-Ar Datierung angewandt. Bei der Rb-Sr Analyse war eine Hauptfrage, was für ein Gestein vorliegt, ein sedimentäres, magmatisches oder metamorphes. Desweiteren wurde der Hauptmineralgehalt der Gesteinsproben für die Altersbestimmung identifiziert. Eine detaillierte Charakterisierung wurde mit Hilfe von Mikrosondenuntersuchungen erreicht, wobei sich bezüglich des Mineralbestandes, der Korngröße als auch der Mikrogefüge neue Einsichten ergaben. Das Gestein enthält Hellglimmer, die zwei Generationen aufweisen. Sie bestehen aus feinen und grobkörnigen Fragmenten. Anhand der Mikrosondenuntersuchungen ist ersichtlich, dass die feinkörnigen Glimmer jünger sind als die grobkörnige Fraktion. Die feinen und grobkörnigen Glimmer sollten bei der Analyse nicht mit einander vermischt werden, da sie verschiedene Alter haben, konnten aber nicht voneinander getrennt werden.

Aufbereitungsschritte

Die Proben wurden mit einer Zahn- oder Drahtbürste gereinigt um Oberflächenablagerungen wie z.B. Kalk zu entfernen. Anschließend wurden sie mit einem Heißluftgebläse getrocknet, um ein Verkleben während des Siebens zu verhindern.

Backenbrecher

Die Zerkleinerung erfolgte mit Hilfe eines Backenbrechers, der auf eine Weite von 0,5 cm eingestellt wurde (siehe Abb.6.1).



Gesamtgestein abteilen (Whole rock split)

Die zerkleinerte Probe wird in zwei gleiche Teile aufgeteilt, von denen eine noch einmal halbiert wird. Dieser Vorgang wurde solange wiederholt, bis eine Probenmenge von ca. 15 mg abgetrennt wurde. Diese Probenmenge wird als „Gesamtgestein“ bezeichnet.

Daraufhin wurde die Probe mit einem 0,1 mm Handsieb gesiebt und die Fraktion < 0,1 mm abgetrennt (CL14-09 WR).

Sieben mit dem Rüttelsieb

Nach einem weiteren Siebdurchgang, der mit Hilfe eines 0,45 mm Rüttelsiebes (siehe Abb. 5.2) durchgeführt wurde, konnte die Fraktion >0,45 mm abgetrennt werden, welche in einer Walzenmühle (siehe Abb. 5.3) weiter zerkleinert wurde. Der Schritt des Siebens mit dem Rüttelsieb und des anschließenden Zerkleinerns des abgetrennten Materials wurde viermal wiederholt (CL14-09 >0,45mm).



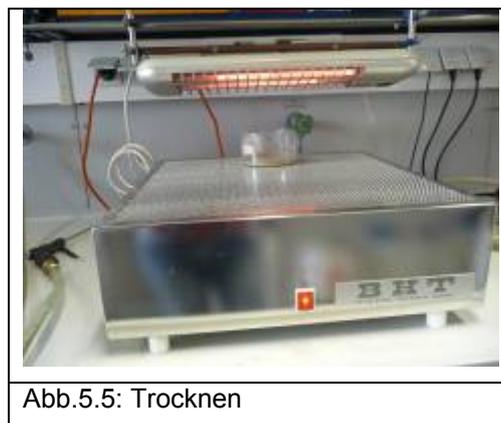
Abb.5.2: Rüttelsieb



Abb.5.3: Walzenmühle

Die Fraktion < 0,45mm wurde anschließend in mehreren Siebdurchgängen von je 5 Minuten Dauer mit einem 0,16 mm Rüttelsieb in die Proben CL14-09 / 0,45-0,16 und CL14-09/ <0,16mm getrennt.

Die gemahlene Probe wurde mit Aceton gereinigt und getrocknet (siehe Abb.6.5). Die Gesamtgesteinsprobe wurde drei Stunden gemahlen. Etwa alle 30 Minuten wurde Propanol hinzugefügt (Abb.5.4), bis eine cremige Konsistenz erreicht wurde. Auch die Fraktion >0,45mm wurde gemahlen, diese jedoch nur für 30 Minuten.



Die gemahlene Probe wird mit zwei Sieben (0,15mm und 0,45mm) mittels elektrischer Siebmaschine drei Minuten lang gesiebt.

Nach dem Sieben wurde die Probe (>0,15mm) noch einmal in einem Achatmörser dreißig Minuten lang gemahlen und anschließend mit destilliertem Wasser gewaschen. Danach wurde die Probe getrocknet.

Die Probe wurde mit zwei Sieben, (0,15 mm und 0,45mm) gesiebt.

Nach dem Sieben haben wir zwei Fraktionen:

Die Fraktion >0,45mm (CL14-09>0,45mm gemahlen 3`+30`) wird in einen Plastiksack verpackt. Die Fraktion >0,15mm wird noch einmal 20 Minuten gemahlen unter Zugabe von Propanol. Danach wird sie mit destilliertem Wasser gewaschen und getrocknet.

Für die Frantz-Magnet Separation wurde die Fraktion von 0,15-0,45mm verwendet.



Abb.5.6: Siebmaschine

Die Trennung wurde mit 25 V begonnen. Dieser Wert ist eine untere Grenze für die magnetischen Komponenten. Wir

Eine weitere Trennung der Probe erfolgte mit 55 V, welches eine obere Grenze darstellt. D.h die Probe wurde in folgende Fraktionen getrennt: Hoch magnetische (mit 25V), mittel magnetische und niedrig magnetische (mit 55V).



Abb.5.7: Frantz-Magnet Separation

Rb-Sr Analyse Ergebnisse

Die Analyse hat leider kein repräsentatives Ergebnis für das Kristallin eingeben, da es Mischalter der zwei unterschiedlichen Muskovitgenerationen ergab.

Ar/Ar-Analyse

Ar-Ar Step-wise heating von Muskovit aus einem Quarz-Glimmer Schiefer, der tektonisch zum Semmeringsystem gehört. Die Hellglimmer (Muskovit) zeigen ein Plateau-Alter von 323.5 ± 2.6 Ma.

⁴⁰Ar/³⁹Ar Laborprozeduren

Erläuterungen: Sämtliche Isotopenverhältnisse wurden für Blindwerte, radioaktiven Zerfall und Massendiskriminierung korrigiert (jedoch nicht für Interferenzreaktionen). Die angegebenen Fehler für individuelle Analysen inkludieren den analytischen Fehler, ohne aber die Fehler auf den Interferenzreaktion oder dem J-Wert zu berücksichtigen.

Das integrierte Alter wurde durch Summierung der Einzelalter aller (Temperatur-)Schritte berechnet, der Fehler des integrierten Alters durch quadratische Kombination der Fehler der Einzelalter aller Temperturschritte.

Das Plateau-Alter entspricht dem invers-varianz gewichtetem Mittel der ausgewählten Stufen. Der Fehler des Plateualters berechnet sich durch Multiplikation des Fehlers des invers-varianz gewichteten Mittels (Taylor, 1982) mit der Wurzel des MSWD-Wertes (wobei MSWD>1). Der Plateau-Fehler entspricht dem gewichteten Fehler nach Taylor (1982). Die Werte für Zerfallskonstanten und Isotopenhäufigkeiten sind Steiger und Jäger (1977) entnommen. Das Symbol „#“ vor Probenbezeichnungen markiert Analysen, welche von der Berechnung des Plateau Alters ausgenommen wurden. Die Gewichtsprozente für K₂O wurden mittels des ³⁹Ar-Signals, des Probengewichts und der Sensitivität des Instruments berechnet. Sämtliche Alter wurden relativ zum „FC-2 Fish Canyon Tuff sanidine Interlabor-Standard“ (Alter: 28,02 Ma; Renne et al., 1998) berechnet.

Methoden: Nach der Separation vom Gesamtgestein wurden die Hellglimmer- Separate (Korngrößen >150 Mikrometer) auf Aluminiumscheiben (Al-disks) geladen und für 10 Stunden im USGS Triga Reaktor (Denver, Colorado) bestrahlt. Der „Fish Canyon Tuff Sanidin (FC-2) Standard“ wurde als Neutronenflussmonitor verwendet (Alter: 28,02 Ma; Renne et al. 1998).

Instrumentation: Benutzt wurde der MAT 215-50 Massenspektrometer mit automatisiertem „all metal extraction system“.

Stufenweise Aufheizung mit dem Ofen: Proben wurden stufenweise mit einem Doppelvakuu Mo Widerstandsofen (Glimmer 8 min, Hornblende 6 min) erhitzt. Reaktive Gase wurden während der Aufheizung mit einem „SAES GP-50 getter“ bei ~450°C sowie zusätzlich für 2-3 min mit zwei „SAES GP-50 getter“ bei ~450°C und ~ 20°C entfernt. Die Ar-Fraktion wurde über einen „cold finger“ mit -140°C geleitet und weiter gereinigt.

Stufenweise Aufheizung mit dem Laser: Die Proben wurden stufenweise (1min) mittels eines defokussiertem CO₂ Laserstrahls erhitzt. Reaktive Gase wurden während der Aufheizung

und für weitere 5min mittels zweier „SAES GP-50 getter“ (~450°C und 20°C) entfernt. Wiederum wurde das Gas mittels eines „cold finger“ bei -140°C weiter gereinigt.

Analytical parameters: Die Empfindlichkeit der Elektronenvervielfacher entspricht $4,5 \times 10^{-17}$ und $8,0 \times 10^{-17}$ moles/pA für Laser und Ofen. „Total system blanks“ und Hintergrund des Ofens entsprechen 125, 1,2, 0,3, 1,9, $0,5 \times 10^{-17}$ mol für die Massen 40, 39, 38, 37 und 36. „Total system blanks“ und Untergrund für die stufenweise Aufheizung entsprechen 100, 0,8, 0,1, 0,5, $0,4 \times 10^{-17}$ mol für die Massen 40, 39, 38, 37 und 36. Der J-Faktor wurde mit einer Präzision von $\pm 0,1\%$ durch CO_2 Laserfusion von 6 Kristallen bestimmt. Die Korrekturfaktoren für interferierende Kernreaktionen wurden mittels Kaliumglas und CaF_2 berechnet und lauten wie folgt:

$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0,010 \pm 0,002$; $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00028 \pm 0,00002$; $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00070 \pm 0,00005$.

Z10209 CL14/09 (Muscovite) 323.5 ± 2.6

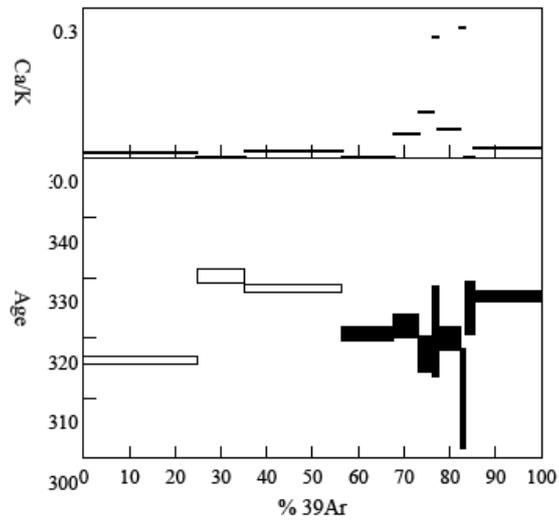


Abb.5.8: Diagramm von Ar/Ar Analyse, Die Hellglimmer (Muskovit) zeigen ein Plateau-Alter von 323.5 ± 2.6 Ma.

6. Zusammenfassung und Diskussion

Im bearbeiteten Steinbruch Schraufstädter im SW vom Leithagebirge wurde eine spröde Hauptstörungszone am E-Rand des Wiener Beckens mittels digitaler Geländekartierung, und strukturellen Analysen untersucht.

Das Leithagebirge ist Teil des alten, kristallinen Grundgebirges und ein Ausläufer der unterostalpinen Kristallineinheiten der Ostalpen. Dieser unterostalpine, zum Semmeringsystem gehörende Kern setzt sich aus Glimmerschiefer (Biotit, Granat), Amphibolit und retrogradem Phyllit mit untergeordnetem Gneis zusammen. Darauf liegen tektonisch teilweise permoskythische Arkosen und der Semmeringquarzit und darauf wiederum mitteltriadischen Dolomite.

Der Steinbruch, welcher an der SW-Seite des Leithagebirges liegt und im NW Richtung Gemeinde Wimpassing zieht, besteht aus zwei Abbaugebieten. Der südliche Teil des Steinbruchs besteht lithologisch vom Liegenden ins Hangende aus einem kristallinen paläozoischen Basement, permotriadischen Sedimenten, die während der eoalpidischen Orogenese metamorph überprägt wurden, und dem darüber liegenden unmetamorphen, Leithakalkkonglomerat (Badenium bis Sarmatium). Das kristalline Basement setzt sich hauptsächlich aus Quarz-reichen Glimmerschiefern zusammen. Der darüber liegende metamorphe Quarzit ist ein Äquivalent des Semmeringquarzits. Die Lithologie des nördlichen Teils ist durch einen kataklastisch überprägtem Dolomit-Marmor dominiert, welcher den triadischen Metasedimenten des Unterostalpins entspricht. Diskordant wird das Kristallin mit den permomesozoischen Serien von der Leithakalkfazies überlagert

Die untersuchten Anteile des kristallinen Basements wurden in Folge der variszischen Gebirgsbildung im Karbon durch ein altpaläozoisches Intrusionsereignis gebildet und während der eoalpidischen Orogenese grünschieferfaziell metamorph überprägt. Ar/Ar-Analysen zeigen, dass die Hellglimmer (Muskovit) ein variszisches Alter von 323.5 ± 2.6 Ma geben und die alpine Überprägung die Alter nicht verjüngen. Dieser Umstand ist besonders bemerkenswert, da das Kristallin gemeinsam mit dem überlagernden Quarzit stark verfältelt worden ist. Ebenso zeigt der Dolomitmarmor eine starke duktile Deformation, welche natürlich postvariszisch, i.e. alpin, sein muss. Eine mögliche Erklärung für den Umstand, dass das Ar/Ar Alter die Auswirkungen der alpinen grünschieferfaziellen Deformation nicht zeigt, kann sein, dass nur die grobkörnige Fraktion analysiert wurde. Das heißt die alpinen Metamorphose Temperaturen waren zu niedrig, um das Ar/Ar System in grobkörnigen Hellglimmer wieder einzustellen. Es war nicht möglich die feinkörnige Glimmer Fraktion entsprechend rein zu separieren.

Die Metamorphen Permo-Triadischen Sedimente bestehen aus duktil deformierten Quarziten und mylonitischen Marmor. Die Quarzite kommen als 10 bis 100 Meter lange linsenförmige Körper vor, die tektonisch mit den feinkörnigen Marmor verschuppt sind. Die Marmore zeigen eine mylonitische Foliation mit einem ca. NW-SE streichendem Streckungslinear. Deformierte Quarzite zeigen sowohl duktile als auch spröde Deformation. Die mikrotektonische Untersuchungen von Quarziten zeigt Undulöse Auslösung Deformationslamellen, Subgrainboundaries, Low Temperatur Grain Boundary Migration. Es konnte weiters kristallplastische Deformation und dynamische Rekristallisation belegt werden. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Gestein bei Temperaturen zwischen 300-350C° grünschieferfaziell deformiert worden ist. Diese niedrig-gradige Metamorphose wurde durch spätere sprödetektonische Verformung überprägt. Die untersuchten Anteile des kristallinen Basements haben auch eine variszische Metamorphose und Deformation erfahren und noch einmal gemeinsam mit Permo-Triadischen Sedimenten duktil deformiert worden. Über das Ausmass der variszischen Metamorphose kann wegen der starken diaphtorischen Überprägung wenig gesagt werden. In jedem Fall müssen die Temperaturen über der Schließungstemperatur vom Ar/Ar System gelegen haben, das das Alter dabei eingestellt worden ist. Es gibt also zwei mögliche Erklärung: (i) Die Gesteine wurden alpin bei Temperaturen unter 350°C duktil deformiert. Low-Temperature plasticity und Dissolution-Precipitation Creep könnten hier als Deformationsmechanismen gewirkt haben. (ii) Das Messen von besonder feinen Fraktionen von Glimmern stellt bei der Ar/Ar Geochronologie eine besondere Herausforderung dar (Mcloghlin et al 2001). Bei der Ar/Ar Analyse wurden wegen der extrem kleinen Korngröße der alpinen Glimmergeneration diese bei der Messung nicht erfasst.

Am Südrand des kleinen Abbaugbietes konnte eine Hauptstörung zwischen kataklastisch aufgelockerten und verfestigen Dolomit-Marmor-Zonen kartiert werden. Es handelt sich hier um eine relativ ältere Bewegung, die durch eine Abschiebung (normal fault) gekennzeichnet wird und eine relativ jüngere, welche die dextrale Seitenverschiebung (strike-slip fault) repräsentiert. Diese high-angle Normal Fault fällt mit etwa 70° Neigung ein. Die Harnischflächen in der protokataklastischen Zone streichen steilstehend in NE-SW-Richtung und fallen nach SE ein. Im Aufschluss sind die zur Hauptfläche in einem geringen Winkel stehenden Riedel-Scherflächen auffällig die die besten Schersinn Indikatoren in diesen Kataklastiten sind. Diese Flächen sind synthetisch, d.h. sie wurden gleichsinnig zur Scherzone bewegt. Die synthetischen Riedelflächen mit einem Winkel von 10° bis 20° schräg zur Hauptscherfläche belegen eine Abschiebung durch WNW-ESE Extension.

Hauptspannungsorientierungen sind für σ_1 334/60, für σ_2 216/15, für σ_3 119/25. Die Extensionsrichtung ist WNW-ESE.

Es ist wichtig, hier zu sagen, dass diese Hauptstörung von den konglomeratischen Leithakalken aus dem Badenium transgressiv überlagert werden und keinerlei Anzeichen von einer Deformationen aufweisen. Diese Verhältnisse weisen darauf hin, dass die Exhumation des Leithagebirges entlang der Hauptstörung vor dem Badenium stattgefunden hat.

7. Literaturverzeichnis

BAUER, F., K. (1980): Der Geologische Aufbau Österreich, Geologische Bundesanstalt, Springer, Wien, Newyork.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen- Allgemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen, Ott Verlag Thun, Schweiz.

CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.), (1978): M4 - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, 6,1 - 594, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

CORTIANA, G., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., HUNZIKER, J.C. & MARTIN, S. (1998): ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr dating of the Pilonet klippe and Sesia-Lanzo basal slice in the Ayas valley and evolution of the Austroalpine-Piedmont nappe stack. Mem. Sci. Geol. 50, 177–194.

CORNELIUS, H.P. (1936): Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes 1: 25.000. – 54 S., Wien (Geol. B.-A.).

DAL PIAZ G.V. (1999): The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of western Alpine Tethys. Third Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa 1997 (Ed. by GOSSO, G. et al.). Mem. Sci. Geol. 51, 155–176.

DAL PIAZ, G.V., CORTIANA, G., DEL MORO, A., MARTIN, S., PENNACCHIONI, G. & TARTAROTTI, P. (2001): Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliners and Zermatt-Saas ophiolite, Western Alps. Int. J. Earth Sci. 90, 668–684.

DECKER, K., (Editor), PANKARDI workshop, (1996): Dynamics of the Pannonian-Carpathian-Dinaride System, Mitt.Ges. Geol. Bergbaustud., 41, pp.33-44.

DECKER, K., PERESSON, H, FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundes-Anstalt 137 (1), 5-18, Wien.

DECKER, K., & LANKREIJER, A., In Vorber.: Tectonic controls on the formation of the thin-skinned Vienna pull-apart basin. - Tectonophysics, Amsterdam.

EBNER, F., VOZÁROVÁ, A. & KOVÁCS, S. (2007): Die variszische Orogenese im Circum-Pannonischen Raum – reflektiert an Devon-Karbon-Sedimenten- Jahrb. Geol. B.-A., 147, 315-329, 7 Abb., 1 Tab., Wien.

ERDMANN, A. (2007): Geologische Entwicklung und Bau der Alpen aus plattentektonischer Sicht, GRIN, Norderstedt Germany.

FAUPL, P. (1997): Historische Geologie: eine Einführung, WUV-Universitätsverlag, 270 S.

FAUPL, P. (2000): Historische Geologie- 1. Auflage, 271 S., Facultas, Wien.

FLÜGEN, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark – Geol. B.-A., Wien.

FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps: Introduction. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79: 1-4.

FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1997): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during Late Tertiary tectonic extrusion. – Tectonophysics, subm., Amsterdam.

FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): Neogene Landscape Evolution of the Eastern Alps. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 25: 5-6

FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). Bull. Geol. Soc. Amer. 108, 1120–1133.

FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. Eclogae Geol. Helv. 87, 559–612.

FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). - Jahrb. Geol. B.-A., 108, 155 - 194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.

FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000. – Geol. B.-A., Wien.

FÜGENSCHUH, B. & SCHMID, S.M. (2003): Late stage of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: a case study in the Western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer. 115, 1425–1440.

GÖTZINGER, M. A. (2002): Interdisziplinäre Exk. : Donautal/ Au, Hainburger Berge, Braunsberg; Leithagebirge und Neusiedler See, Univ. Wien.

HAAS, J., KOVACS, S., KRYSTIN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. Tectonophysics, 242, 19–40.

HANSEN, H. & WURSZT, B. (2006): Der Geologische Bau der Alpen, Hauptseminar Arbeit, GRIN Verlag, E-Book, 24 S.

HEINRICH, M. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Niederösterreich, Wien und Burgenland. – Ber. Geol. B.-A., 29, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-026/88-90, iv+28 Bl., Wien.

HINSCH, R., DECKER, K., WAGREICH, M. (2005): A short review of environmental tectonics of the Vienna Basin and the Rhine Graben area. Austrian Journal of Earth Sciences 97, 6-15.

HINSCH, R., DECKER, K., WAGREICH, M. (2005): 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. – Quaternary Science Reviews, 24, 321-336, München (Elsevier).

HÜBL, E. (1951-1955): Die Wälder des Leithagebirges: eine Vegetationskundliche Studie.- Zool.-Bot. Ges. Österreich, Austria.

JANOSCHEK, R. (1963): Das tertiär in Österreich - Mitt. Geol. Ges., 56, 319-360, Wien.

KIESLINGER, A. (1955): Rezente Bewegungen am Ostrande des Wiener Beckens. - Geol. Rundschau, 43, 178-181, Stuttgart.

KRISTAN, E. & TOLLMANN, A. (1957): Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 8, 75-90, 4 Taf., Wien.

KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. Abh Sächs geol Landesamt 1: 1-39, Leipzig.

KRONER, U., MANSKY, J.L. MAZUR, S., ALEKSANDROWSKI, P., HANN, H.P., HUCKRIDE, H., LACQUEMENT, F., LAMARCHE, J., LEDRU, P., PHARAOH, T.C., ZEDLER, H., ZEH, A. & ZULAUF, G. (2008): Variscan tectonics. –In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. – Geol. Soc. London, 599-664.

KÜHN, O. (1957): Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 97, 49-52. Wien.

LANKREIJER, A., KOVAC, M., CLOETINGH, S., PITONAK, P., HLOSKA, M., & BIERMANN, C. (1995): Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins: thin-skinned versus thick skinned extension. -Tectonophysics, Amsterdam.

LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold- thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, 242, 41-61, Amsterdam.

MANDL, K. (1964): Die Caraben-Fauna des Leithagebirges, Zeitschr. der Arbeitsgemeinschaft österr. Entomologen, 16. Jhg. Nr.1-3, Wien.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. – Jb. Geol. B.-A., 127, Wien.

MEYER, W., (2008): Die Müllendorfer Kreideindustrie von den Anfängen bis zur Gegenwart, Diplomarbeit, Uni., Wien.

Magloughlin, J.F., Hall, C.M., van der Pluijm, B.A., (2001). 40Ar-39Ar geochronometry of pseudotachylytes by vacuum encapsulation: North Cascade Mountains, Washington, USA. *Geology* 29, 51-54.

MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematic. – *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 122: 199-225.

MÜLLER, W., DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M. (1999): Deformation induced resetting of Rb/Sr and Ar/Ar mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). – *J. Geol. Sec.*, 156/3, 261-278, London.

NEMITZ, R. (2004): *Die Alpen-Entstehung eines Hochgebirges*, GRIN Verlag GmbH, München.

NEUBAUER, F. (1990): Das südliche Wechselkristallin (Ostalpen): Relikt eines aktiven Kontinentalrandes? – TSK III, Kurzfassung der Vorträge und Poster, 143- 146, Graz.

NEUKIRCHEN, F. (2011): *Bewegte Bergwelt: Die Alpen und ihre Geschwister*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

OBERHAUSER, R. (1980): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, Springer, Wien, Newyork

OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): *Metamorphic structure of the Alps, scale 1:1000000*. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 149.

PAHR, A. (1977): Ein neuer Betrag zur Geologie des Nordsporns der Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 2, Wien.

PAPP, A. (1958): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 47, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200000*. – Geologische Bundesanstalt, 162 S, Wien.

PILLER, W.E. (1994): *Nullipora ramosissima* REUSS, 1847 - a re-discovery. – Beiträge Paläontologie, 19,181-189, 2 Fig., 2 Pl.,Wien.

PILLER, W. E., DECKER, K., HAAS, M. (1996): Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens – Exkursionsführer SEDIMENT'96. – 41 S., 25 Abb., Wien.

PILLER, W. E., EGGER, H., ERHART, Ch.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, Ch., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., WESSELY, G. (2004): Die Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Stratigraphische Kommission; Österreichische Akademie der Wissenschaften/ Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Wien (Verlag Österr. Akad. D. Wiss.).

PLOCAR, R. (1998): Die Quarzitvorkommen in Niederösterreich. –Unveröff. Teilber. Proj. N-A-043 "Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland", Amt d. NÖ. Ldsreg., Kopie Geol. B.-A / FA Roh, 13 Bl., Tab., Karte, Wien.

PREY, S. (1949): Zur Geologie der Nordwestabdachung des Leithagebirges zwischen Hof und Kaisersteinbruch. – Verh. Geol. B.-A. 94, Wien.

RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of austro-alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, 125, 335-356, Amsterdam.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. - Tectonics 10 (2): 257-271, Washington D.C.

RIEDMÜLLER, G. (1967): zur Geologie des NW-Teiles der Buckliegen Welt.- Diss., Univ. Wien, Wien.

ROHATSCH, A. (1998): Gesteinskunde in Denkmalpflege, Baugeschichtsforschung und modernem Hochbau. – Mitt. IAG BOKU, Reihe: Angewandte Geowissenschaften 9, 87-92, 3 Abb., Wien.

ROYDEN, L. H. (1985): The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin. - [in:] BIDDLE, K. T., CHRISTIE-BLICK, N., (eds.): Strike slip deformation, basin formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, 319-338.

ROYDEN, L. H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin System. - [in:] ROYDEN, L. H., & HORVATH, F., (eds.): The Pannonian Basin - A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 45, 27-48, 13 Fig., Tulsa (Oklahoma).

ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.) (1988): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 45, 1 - 394, Tulsa (Oklahoma).

ROYDEN, L., HORVATH, F. & RUMPLER, J. (1983): Evolution of the Pannonian Basin System, 1. Tectonics. - Tectonics, 2 (1), 63-90, Washington D.C.

RÖGL, F., STEININGER, F. & MÜLLER, C. (1978): Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). – Init. Rept., Deep Sea Drill. Proj., 42(1): 985-990, 7 Abb. – Washington.

RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BROZBOHATY, L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. (1993): Die Primatenfundsteile Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 136 (2), 503-526, Wien.

SALCHER, B. (2008): Sedimentology and modelling of the Mitterndorf Basin. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 108S., Wien.

SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidbook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. - Mitt. Geol. Ges., 85, 1-264, 200 Abb., Wien.

SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., Wien.

SCHNEIDER, D.A., SENKOWSKI, C., VOGEL, H., GRASEMANN, B., IGLSEDER, C., SCHMITT, A.K. (2011): Eocene tectonometamorphism on Serifos (western Cyclades) deduced from zircon depth-profiling geochronology and mica thermochronology. Lithos 125, 151-172.

SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, pp 93-117.

SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alps-Carpathians-Dinarides-connection: a correlation of tectonic units. – *Swiss J. Geosci.*, 101: 139-183.

SCHULTZ, O. (1998): Tertiärfossilien Österreichs – Wirbellose, niedere Wirbeltiere und marine Säugetiere. – 159 S., 4Kt., 65 Taf., Korb (Goldschneck-Verlag).

SCHUSTER, K., Berka, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosegeschichte und Tektonischer Bau der Kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – *Geol. B.-A., Arbeitstagung 2001 – Neuberg an der Mürz, Beiträge*, 29-56, Wien.

SCHUSTER, R. (2011): *Geologie von Österreich*, – Unveröff. Vorlesungsunterlagen Univ. Wien, Wien.

SCHOPPER, T. W. (1991): *Strukturgeologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens*. – Unveröff. Diplomarbeit Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 132S., 59 Abb., 1 Tab., 3 Tafeln, Wien.

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1997): *Einführung in die geologische Europas – Rombach Wissenschaft*, Freiburg im Breisgau.

SCHÖNLAUB, H.P. et al. (2000): *Geologie der Österreichischen Bundesländer Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000*. - Hrsg. Hans P. Schönlaub, 130 S., 96 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEIFERT, P. (1992): *Vienna Basin*. [in:] BRIX, F. & SCHULZ, O., 1993: *Erdöl und Erdgas in Österreich*. - Veröff. nathist. Mus. Wien, 19, 688 S., Wien.

SENGÖR, C.A.M. & ATAMAN, S. (2009): *The Permian extinction and the Tethys: an exercise in global geology*. – Geological Society of America, 448 S., Colorado, USA.

STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2004): The Transmed Transsects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. In: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, and Zeigler PA (eds): The Transmed Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle. – 141 pp, Springer Verlag.

STEININGER, F., F., & WESSELY, G. (2000): From the tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography and Paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. Mitt. Österr. Geol. Ges., 95-116, 14 Abb., 1 Tab., Wien.

STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of Subduction in the Alps: Continent or Ocean? – *Geology* 38/2: 175-178; doi: 10. 1130/G30528.

THENIUS, E. (1962): Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurz gefassten Einzeldarstellungen – Niederösterreich, Verh. Geol. B.-A., Wien.

THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. – *Jb. Geol. B.A.* 124,1:111-174.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria). – *Geochim. Cosmochimica Acta*, 56, 347-368.

TOLLMANN, A. (1955): Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. Hrsg. Burgenländisches Landesmuseum. Heft 10, Eisenstadt.

TOLLMANN, A. (1957): Semmering und Radstädter Tauern: Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 50, 325-354, Wien.

TOLLMANN, A. (1958): Geologie der Mosermandlgruppe. – *Jb. Geol. B.-A.* 101, Wien.

TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 10, 1-62, Taf. 1, Wien.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese.- VIII, 256 S, Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1965): Ostalpensynthese, Verlag Franz Deuticke, 23Abb, 11 Tab., 256 S.,Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs- Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Geotektonische Forschungen, Heft 21, Stuttgart, Schweizerbart.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I, Die Zentralalpen, - 766 pp, Deuticke, Wien.

TOULA, F. (1877): Petrefaktenfunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Vehr. Geol. R.-A., 1877, 195-197, Wien.

VACEK, M. (1982): Über die krystallinen Inseln am Ostrande der alpine Centralzone – Verh. Geol. B.-A., 367-377, Wien

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global Cycles of relative changes of sea level. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26, 83-97, Tulsa (Oklahoma).

VENDEL, M. (1929): Die Geologie der Umgebung von Sopron. – Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. der Hochsch. F. Berg- u. Forstwesen 1, Sopron.

VETTERS, W. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verh. Geol. B.-A., Wien.

WALTER, R. (2003): Erdgeschichte: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, de Gruyter, 104 Abb., 2 Tab., Berlin.

WESSELY, G. (1988): Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. - [in:] ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 45, 333 - 346, 10 Fig., Tulsa (Oklahoma).

WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., 655 Abb., 26 Tab., Wien (GBA).

WIESENER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österr. Zentralalpen: - Verh. Geol. B.-A., Wien.

8. Anhang

CURRICULUM VITAE

Personal Data

Name: Cigdem Erkmen

Date of birth: 1. January 1980

Place of birth: Istanbul

Family status: Married

Gender: Female

Nationality: Turkey

Address: Vegagasse 20/35, 1190 Wien, Austria-(Yali mahallesi, Iskele Caddesi, No.11/3, Maltepe-Istanbul-Türkiye)

E-mail: cigdem_erkmen@hotmail.com

Education

09. 2006 – (01. 2012) Master study Geology, University Vienna, Austria
09. 2005 – 06. 2006 Bachelor study Geology in Earth science, University Vienna
09. 2003 – 06. 2005 German Language Courses, Preparation Programme of the Vienna Universities, Austria
09. 1998 – 06. 2004 Geology Study in Faculty of Engineering, Kocaeli University, Turkey
09. 1996 – 06. 1998 Private High school, Kadiköy, Istanbul, Turkey
09. 1993 – 06. 1996 High school, Maltepe, Istanbul, Turkey
09. 1990 – 06. 1993 Intermediate school: Maltepe, Istanbul, Turkey
09. 1985 – 06. 1990 Elementary school: Maltepe, Istanbul, Turkey

Work experience additionally to the academic study

09.2004 – 12.2011 Hotel Imperial: Housekeeping

04. 2009+ European Geosciences Union, General Assembly, Vienna: Assistant

05. 2010 +

04. 2011 +

08. 2011 – 09.2011 Austrian Institute of Technology: Internship (Hydrogeology)

11. 2010 University Vienna, Department for Geodynamics and Sedimentology: Trench Research (Tectonic)

07. 2001 – 08.2001 Turkish Petroleum Corporation (TPAO): Internship (Quantitative basin analysis and petroleum geology)

Tutor

SS 2011 Geological Methodology and Maps

WS 2010 Microtectonics

SS 2010 Geological Methodology and Maps

SS 2009 Structural Geology and Tectonics (Excursion to Rax, Austria)

Special Experience

2009 Blasting/Explosives Techniques Course and Licence at the Vienna University of Technology

Abstracts

Erkmen, C., Grasemann, B. (2010). Pre-Badenium exhumation of the Leithagebirgs-Horst (Vienna Basin, Austria). Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-12597, 2010

Erkmen, C., Grasemann, B. (2009). Deformation mechanism and age constraints of fault zones bordering the Leithagebirge(SE Vienna Basin, Austria). Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-9823, 2009