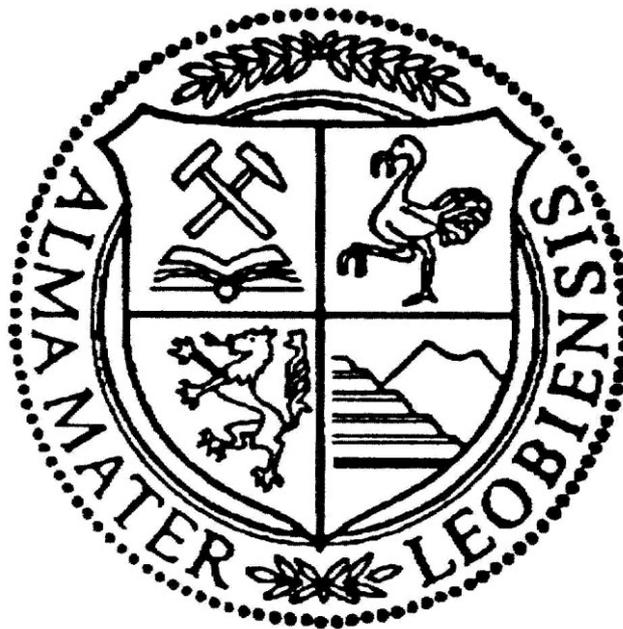

**Anwendbarkeit magnetischer Gefügemessungen für die
Analyse des Deformationszustands von Karbonatgesteinen –
Am Beispiel der östlichen Nördlichen Kalkalpen, Österreich**



**Masterarbeit von
Karin Gruber**

Betreuung:
Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger
Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,
Lehrstuhl für Geophysik, Montanuniversität Leoben

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

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

A handwritten signature in black ink on a light yellow background. The signature is written in a cursive style and appears to read 'Karin Gruber'.

Karin Gruber

Leoben, Oktober 2010

DANKSAGUNG

An erster Stelle bedanke ich mich bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger, Lehrstuhl für Geophysik, Montanuniversität Leoben, für die außerordentliche Betreuung der Arbeit, seine ständige Hilfsbereitschaft bei Fragen und Problemen, für die Nutzung des Paläomagnetik Labors Gams und die kritische Korrektur dieser Arbeit.

Ein besonderer Dank gilt meinen Studienkollegen Elisabeth Tauber, für ihre Hilfsbereitschaft im Petrophysik Labor, und Patric Stückler, für die zahlreichen Stunden der konstruktiven Diskussionen.

Ganz besonders möchte ich meinen Eltern Helga und Rudolf Gruber und meiner Schwester Doris Gruber für ihre Unterstützung während meiner Ausbildung danken. Bei all meinen Entscheidungen standen sie mir tatkräftig zur Seite und waren mir immer eine große Stütze.

Bei meinen Freunden, die sich die Mühe gemacht haben, die Rohfassung dieser Arbeit zu korrigieren, bedanke ich mich herzlich. Ebenso ist ihnen für die vielen aufmerksamen Stunden und unterstützenden Worte während meiner Studienzeit zu danken.

ZUSAMMENFASSUNG

Aktuelle geodynamische Untersuchungen in den östlichen Nördlichen Kalkalpen (NKA) und an angrenzenden tektonischen Einheiten zeigen große neotektonische Ereignisse auf, welche jünger als 5 Ma datiert werden. Um Veränderungen des regionalen Deformationsschemas zu erkennen, wurden petrophysikalische Analysen der Texturen an Alpinen Gesteinen vorgenommen. Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) wurden an 34 Sites der östlichen Nördlichen Kalkalpen, des Penninischen und Helvetischen Flyschs und der Nördlichen Grauwackenzone durchgeführt. Das lithologische Alter der Proben reicht von U. Perm bis Mesozoikum. Das Arbeitsgebiet reicht von Scheibbs im Norden bis Kapfenberg im Süden. An zwei bis sechs Sites pro tektonischer Einheit oder tektonischer Decke wurden AMS Gefügemessungen durchgeführt, um einen Zusammenhang zwischen Strain und magnetischen Gefügen nachzuweisen. Aktuelle Strainmessungen der östlichen NKA werden als Vergleich herangezogen. Eine Korrelation der Suszeptibilitätshauptachsen mit struktureologisch ermittelten Spannungstensoren war Ziel dieser Arbeit.

Mittels isothermaler remanenter Magnetisierungs-Messungen und schrittweiser thermischer Entmagnetisierung einer 3-Komponenten isothermalen remanenten Magnetisierung wurden Magnetit und Hämatit sowie auch Goethit als die dominanten magnetischen Minerale identifiziert. Die schrittweise thermische Entmagnetisierung ergab zwei magnetische Richtungen, welche hauptsächlich von nieder-koerziven Phasen mit verschiedenen Entblockungstemperaturen getragen werden: C2, 250°C und C1, 580°C. Innerhalb der NKA dokumentiert der Remanenzvektor C2 Blockrotationen (M. – O. Miozän) von 2° bis 57°. Der Remanenzvektor C1 belegt eine ältere Blockrotation mit höheren Rotationsbeträgen als C2, jedoch konnte die Remagnetisierung und Blockrotation wegen zu geringer Datenqualität nicht datiert werden.

Speziell in den Nördlichen Kalkalpen konnten an den meisten Gesteinen keine AMS Messungen durchgeführt werden, da diese diamagnetisch sind und/oder isotrope magnetische Gefüge aufweisen. Trotzdem gibt es einzelne Sites mit anisotropen magnetischen Gefügen, welche oblate und triaxiale Gefüge aufweisen. In manchen Fällen ist eine Tendenz zu prolaten Gefügen zu beobachten. Im Flysch und in der Grauwackenzone belegt der Suszeptibilitätstensor schwächere magnetische Gefüge als in den Nördlichen Kalkalpen. Alle beprobten Lithologien des Flyschs und

der Grauwackenzone ergeben gut definierte AMS Gefüge, während in den NKA nur im sub-oxischen und reduzierenden Milieu gebildete Karbonate mit terrigenem Eintrag geeignet sind.

Die Orientierungen des Suszeptibilitätstensors können mit den Strain Richtungen von drei tektonischen Prozessen vom frühen Eozän bis zum mittleren Miozän korreliert werden. Die magnetischen Gefüge des Flyschs deuten einen Zusammenhang zur NW-SE Kompression (U. Eozän) an. Ein direkter Vergleich war jedoch mangels Straindaten aus dem Flysch nicht möglich.

Wenn k_{\max} um den Rotationsbetrag von C2 rückrotiert wird, kommt es innerhalb der NKA zur besten Übereinstimmung von k_{\max} mit σ_3 der NE-gerichteten Kompression (M. Miozän). Die magnetischen Gefüge wurden innerhalb der Decken der NKA von Überschiebungen und an der Deckengrenze zur Grauwackenzone von sinistralen Seitenverschiebungen beeinflusst.

Zwischen den magnetischen Gefügen in der Grauwackenzone und einer N-gerichteten Kompression des Mittleren Miozäns konnte ein Zusammenhang beobachtet werden. Die Orientierungen der magnetischen Gefüge einer weiteren Gruppe ähneln jenen der NKA. Die Volumensuszeptibilität ist hier am höchsten, obwohl diese hauptsächlich von Paramagnetika getragen wird.

ABSTRACT

Recent geodynamic investigations in the Eastern Alps and surrounding areas gave rise for large neotectonic movements, which are dated younger than 5 Ma. The main objective of the study involves petrophysical analyses of textures in Alpine rocks in order to observe changes of the regional deformation pattern. Measurements of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) were carried out on samples from 34 sites collected in the Eastern Alps. Samples spanning an age range from Upper Permian to Mesozoic were taken along a North-South transect from Scheibbs in the North to Kapfenberg in the South, comprising Helvetic and Penninic Flysh units, most of the Northern Calcareous Alps (NCA) nappes, as well as the Greywacke zone. AMS analysis was carried out on two to six sites per thrust sheet or nappe for a structural investigation of the relationship between magnetic fabrics and tectonic strain in the investigated area. Recent strain data of the Eastern Alps were used as the reference frame. This study focuses on the directional correlation of the AMS axes patterns.

Isothermal remanent magnetization measurements and stepwise thermal demagnetization of 3-component isothermal remanent magnetization identify magnetite and haematite as well as goethite as the main magnetic minerals. Stepwise thermal demagnetization defines two magnetic directions carried by phases with low coercivity and different unblocking temperatures: C2, 250°C and C1, 580°C. Blockrotations (Middle – Late Miocene) within the NCA with values ranging from 2° to 57° were recorded by the remanence vector C2. The remanence vector C1 also documents an older blockrotation with higher rotation values than C2 but the remagnetization- and rotation-ages cannot be given due to insufficient data quality.

Particularly within the NCA, AMS is inapplicable on most rocks for strain analysis as they are diamagnetic and/or isotropic. Even so, some sites are anisotropic and yield oblate and triaxial magnetic fabrics. In some cases even tendency to prolate magnetic fabrics can be observed. In the Flysh units and Greywacke zone, the AMS principal axes document a weaker tectonic deformation than in the NCA. All sampled lithologies of the Flysh units and Greywacke zone yield well defined AMS patterns whereas in the NCA only carbonatic sediments, which were accumulated in sub-oxic and reducing environments with terrigenous influence, are suitable.

The orientations of the susceptibility tensors can be correlated to strain directions of three different tectonic phases from Early Eocene to Middle Miocene. The magnetic fabrics of the Flysh units indicate a relationship to an Early Eocene NW-SE compression but direct comparison is not possible due to lack of strain data in the Flysh units.

Within the NCA, after restoration of the pre-Miocene situation k_{\max} displays a more suitable correlation with σ_3 of a Middle Miocene NE-directed compression. Within the NCA nappes the magnetic fabrics were mainly influenced from reverse faults and at the border to the Greywacke zone from sinistral strike-slip faults.

The magnetic fabrics of the Greywacke zone can be related with an Early to Middle Miocene N-directed compression. Another group represents a tectonic block with similar magnetic fabric orientation as the NCA. The bulk susceptibility reaches its highest values in these samples observed although paramagnetic minerals are the main carriers of the susceptibility.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	EINLEITUNG	1
1.1.	Aufgabenstellung	1
1.2.	Arbeitsgebiet	3
2.	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	4
2.1.	Flyschzone	8
2.2.	Die nördlichen Kalkalpen	10
2.2.1.	Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen	13
2.3.	Nördliche Grauwackenzone	22
2.4.	Tektonik – Deformation und Gebirgsbildung	23
2.4.1.	Tertiäre Orogenese	24
3.	GEOMAGNETISMUS UND PALÄOMAGNETISMUS	27
3.1.	Geomagnetismus – Das Erdmagnetfeld	27
3.2.	Magnetische Grundbegriffe	29
3.3.	Klassifikation magnetischer Minerale	30
3.3.1.	Diamagnetismus	30
3.3.2.	Paramagnetismus	33
3.3.3.	Ferromagnetismus	33
3.3.4.	Antiferromagnetismus	34
3.3.5.	Ferrimagnetismus	35
3.4.	Magnetische Korngröße	36
3.5.	Magnetische Parameter - Hystereseschleife	38
3.6.	Typen der remanenten Magnetisierung	40
3.7.	Magnetisches Gefüge – Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität	43
3.7.1.	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und Strain	45
4.	METHODEN	51
4.1.	Probennahme	51
4.2.	Laborarbeiten	52
4.2.1.	Natürliche remanente Magnetisierung und thermische Entmagnetisierung	52
4.2.2.	Magnetisches Gefüge - Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität	53
4.2.3.	Magnetische Mineralbestimmung	55
4.3.	Geländearbeit	59
5.	ERGEBNISSE	60
5.1.	Magnetische Gefüge – Anisotrope der magnetischen Suszeptibilität (AMS)	60

5.2.	Magnetische Mineralbestimmung	72
5.2.1.	Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM) und Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz (3D I _s T)	72
5.3.	Paläomagnetische Vektoranalyse	80
6.	INTERPRETATION	83
6.1.	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und magnetische Mineralbestimmung	83
6.2.	Paläomagnetische Vektoranalyse	87
6.3.	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und magnetische Richtungen	88
7.	VERZEICHNISSE.....	92
7.1.	Literaturverzeichnis	92
7.2.	Abbildungsverzeichnis	98
7.3.	Tabellenverzeichnis	101
ANHANG	102

1. EINLEITUNG

1.1. Aufgabenstellung

Die vorliegende Diplomarbeit dient der Untersuchung von magnetischen Gefügen und neotektonischer Evolution in den Decken der nördlichen Kalkalpen (NKA) und dem nördlich angrenzenden Flysch sowie südlich der NKA liegenden Nördlichen Grauwackenzone. Bei den untersuchten Gesteinen handelte es sich überwiegend um Kalke mesozoischen Alters, marine Tiefseesedimente des Penninischen und Helvetischen Flyschs (U. Kreide – O. Eozän) und paläozoische Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone.

Ziel der Arbeit war mit Hilfe der Korrelation von petrophysikalischen, paläomagnetischen und strukturgeologischen Daten eine Blockrotation im untersuchten Arbeitsgebiet zu untersuchen und einen Zusammenhang zwischen dem magnetischen Gefüge und neotektonischen Ereignissen herzustellen.

Wie bereits in verschiedenen Arbeiten (Borradaile & Henry, 1997, Borradaile, 2001, Debacker et al., 2009; Evans et al., 2003; Kanamatsu & Herrero-Bervera, 2006; Oliva-Urcia et al., 2009; Parés et al., 1999; Sagnotti et al., 1999; Soto et al., 2009) gezeigt wurde, ist das magnetische Gefüge ein gutes Mittel um tektonische Ereignisse von niedrigem Deformationsgrad in Falten- und Überschiebungsgürteln nachzuweisen. Geringe Deformation kann das primäre sedimentäre magnetische Gefüge überprägen. Dabei richten sich paramagnetische und ferromagnetische Minerale, welche für die Analyse von magnetischen Gefügen von Bedeutung sind, bevorzugt nach dem vorherrschenden Stress-Feld neu aus.

Das magnetische Gefüge wurde durch Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ermittelt. Um Einflüsse der magnetischen Minerale auf das Suszeptibilitätsellipsoid sowie die Träger des magnetischen Gefüges bei den meist sehr schwach suszeptiblen Kalken zu identifizieren, wurden zur magnetischen Mineralbestimmung eine isothermale remanente Magnetisierung sowie eine thermische Entmagnetisierung der Sättigungsremanenz durchgeführt.

Um Erkenntnisse über eine Blockrotation zu gewinnen, wurden thermische Entmagnetisierungen der natürlichen remanenten Magnetisierung durchgeführt und aus den Daten die mittlere Remanenzrichtung berechnet.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsprojekts Magnetische Gefügeanalyse von geringfügig deformierten Gesteinen im Programm Geophysik der Erdkruste finanziell von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) unterstützt und am Lehrstuhl für Geophysik der Montanuniversität Leoben unter der Betreuung von Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger durchgeführt.

1.2. Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Nord-Osten der Steiermark und im Süd-Westen Niederösterreichs. Es wird im Süden durch das Mürztal und im Norden durch den Ort Purgstall begrenzt. Im Westen bilden die Wildalpen und im Osten der Ort Krieglach die Grenze (Abbildung 1).

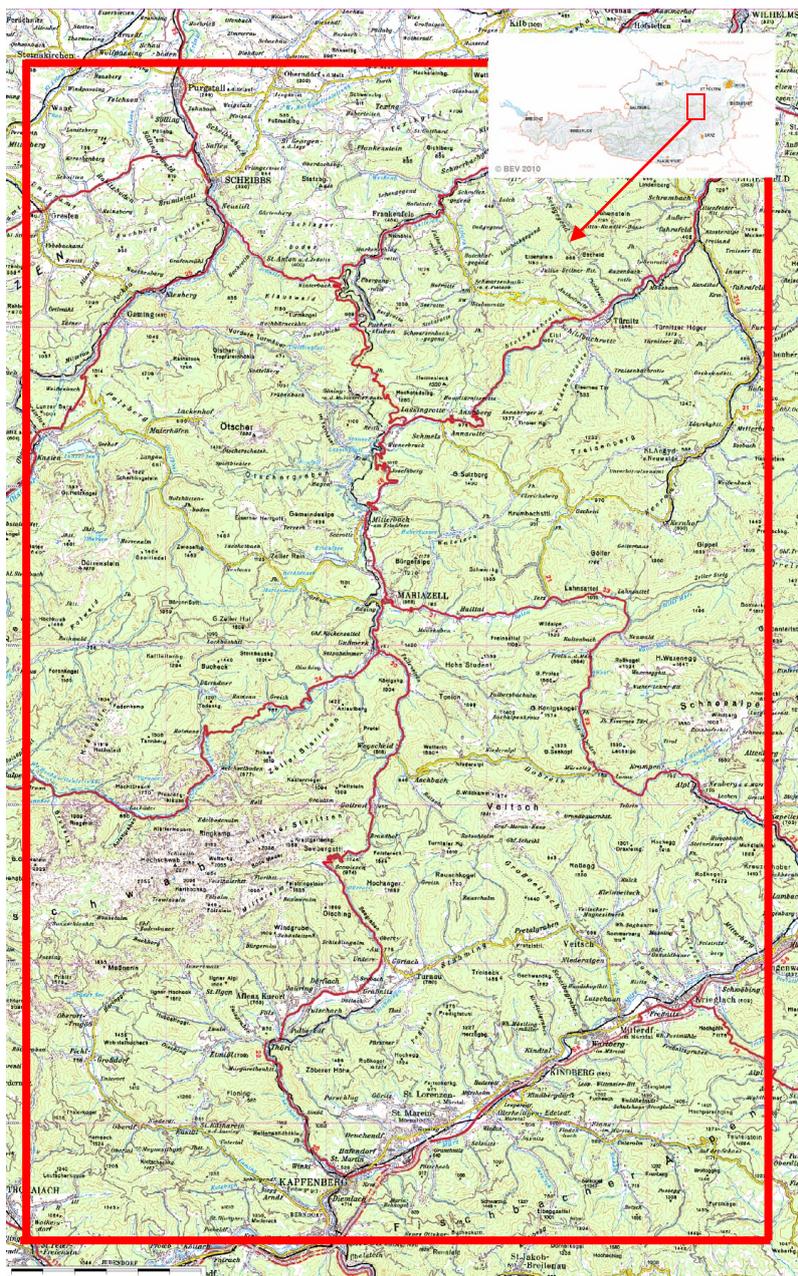


Abbildung 1: Geographische Lage des Arbeitsgebiets im Raum der Nordöstlichen Obersteiermark und dem südwestlichen Teil Niederösterreichs (AUSTRIAN MAP 1.0, ÖK-Blätter 53, 54, 72, 101, 102, 104, 133)

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Arbeitsgebiet befindet sich im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen (NKA). Es umfasst die Helvetische und Penninische Flyschzone, die meisten Decken der Nördlichen Kalkalpen und die Nördliche Grauwackenzone (Abbildung 2, Abbildung 3 und Abbildung 4). Die Nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone werden von Schmid et al. (2004) in das Oberostalpin gestellt. Im Süden ist das untersuchte Gebiet durch das Grazer Paläozoikum und im Norden durch die Molasse begrenzt.

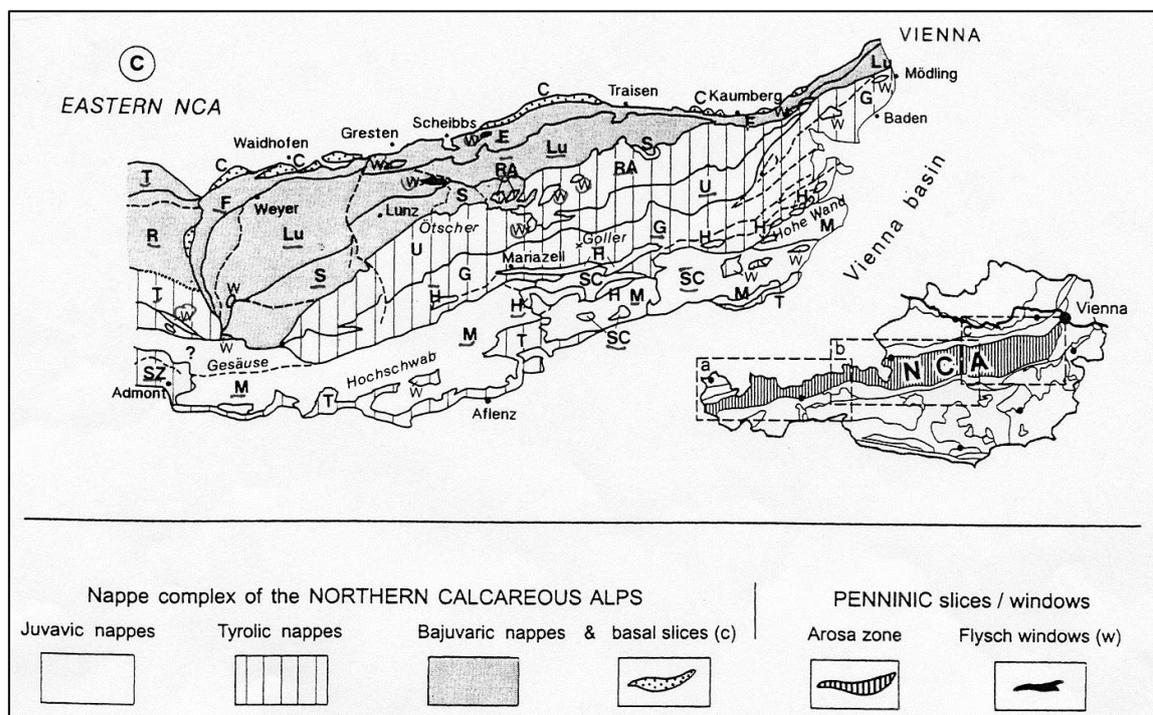


Abbildung 2: Deckengliederung und tektonische Übersichtskarte des östlichen Abschnitts der Nördlichen Kalkalpen aus Plöching (1995). – 1. Juvavikum: SC = Schneeberg Decke, H= Hallstätter Decke, M = Müritzalpen Decke; 2. Tirolikum: I = Inntaler Decke, W= Warscheneck Decke, SZ = Werfener/Admonter Schuppen, Ötscher Decke: Reisalpen (RA), Goller (G) und Unterberg (U) Decken; 3. Bajuvarikum: R = Reichraminger Decke, S = Sulzbacher Decke, Lu = Lunzer Decke, T = Ternberger Decke, F = Frankenfels Decke; 4. Tiefstes Bajuvarikum: C = Cenoman-Randschuppe.

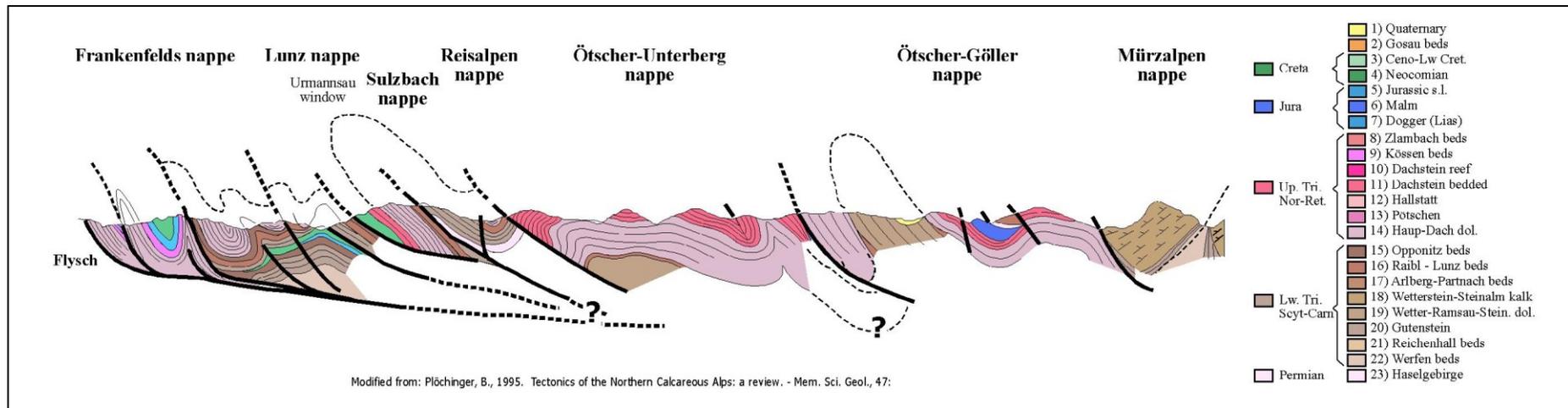


Abbildung 3: Profil durch die Nördlichen Kalkalpen basierend auf der tektonischen Übersichtskarte des östlichen Abschnitts der NKA aus Pueyo et al. (2002) modifiziert nach Plöching (1995).

Legende zur Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200 000 (Schnabel et al., 2002)

Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone (Helvetikum i.w.S.)

- 300 Buntmergelerde, Klippenhülle i.A.; Oberste Unter-Kreide (Albium) – Mittleres Eozän (Tonmergel, bunt, z.T. Blockeinstreuung)
- 301 "Klippen"; Mittel-Jura bis Unter-Kreide (Kalkstein, Mergelstein, z.T. bankig)
- 302 Gresten-Formation; Unter- bis Mittel-Jura (Sandkalk, schieferiger Tonmergel, Kohle)

Penninikum

Rhenodanubische Flyschzone i.w.S.

Flysch-Hauptdecke und Greifensteiner Decke, Maguradecke

- 403 Flysch i.A.; Obere Unter-Kreide – Mittleres Eozän (rhythmische Wechsellagerung von Sandstein, Ton- und Mergelstein)
- 404 Greifenstein-, Gablitz-, Irenental-Formation, Zlin-Formation i.d. Karpaten; Thanetium – Ypresium (z.T. dickbankiger Quarzsandstein)
- 405 Höhere Flyschschichten i.A.; Obere Ober-Kreide – Paleozän
- 406 Allengbach-Formation; Maastrichtium – Paleozän (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)
- 407 Zementmergelerde und Perneck-Formation; Santonium – Campanium (Kalksandstein und Mergelstein, hellgrau)
- 408 Tiefere Flyschschichten i.A.; Unter-Kreide – Untere Ober-Kreide
- 409 Reiselsberg-Formation; Cenomanium – Turonium (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)
- 410 Unterkreide i.A. (Gaultflysch, Neokomflysch); Obere Unter-Kreide (dunkler, quarzitischer Sandstein, Tonmergel, Kalksandstein, Brekzie)

Oberostalpin

Nördliche Kalkalpen und Äquivalente in den Karpaten

Kreide – Paläogen

- 500 Gosau-Gruppe i.A.
- 501 Obere Gosau-Subgruppe; Campanium – Eozän
- 502 Gießhübl-Formation; Maastrichtium – Paleozän (Sandstein, Mergelstein, Brekzie)
- 503 Zwieselalm-Formation; Maastrichtium – Eozän (Sandstein, Mergelstein, Brekzie)
- 504 Nierental-Formation; Campanium – Paleozän (Mergelkalkstein, bunt)
- 505 Brunnbach-Formation; Campanium – Paleozän (Sandstein, Mergelstein, Konglomerat)
- 506 Spitzenbach-Formation; Karbonatbrekzie, Hieselberg-Formation; Santonium – Campanium (Karbonatbrekzie)
- 507 Untere Gosau-Subgruppe; Turonium – Maastrichtium
- 508 Kohleführende Serie, Dreistettener Konglomerat; Campanium
- 509 Grobklastika der Gießhübler Mulde; Coniacium – Santonium (Konglomerat, Sandstein, kohlige Lagen)
- 510 Weisswasser-Formation ("Inoceramenmergel"); Coniacium – Santonium (Kalkmergelstein)
- 511 Kreuzgraben-Formation; Turonium – Campanium (Konglomerat, rot, basales Konglomerat i.A.)
- 512 Kreide i.A.
- 513 Mergel, Brekzie und Karbonatsandstein (Gießhübler Mulde)
- 514 Losenstein-Formation (Tonmergelstein, Sandstein, Konglomerat)
- 515 Roßfeld-Formation (Kalkmergelstein, Sandstein)
- 516 Schrambach-Formation (Mergelkalkstein, Mergelstein, schiefrig)

Jura

- 517 Ammergau-Formation (= Aptychenschichten, z.T. inkl. Schrambach-Formation); Ober-Jura – Unter-Kreide (Mergelkalkstein, hell, dünnbankig)
- 518 Jura i.A.
- 519 Ober-Jura (Malm-)Kalk i.A.
- 520 Oberalm-Formation; Ober-Jura (Kalkstein, hell, bankig)
- 521 Plassenkalk, Tressenkalk; Ober-Jura (Riffkalkstein, Feinschuttalkstein, hell)
- 522 Schwellenfazies; Unter – Ober-Jura (Kalkstein, überwiegend rot, z.T. spätig)
- 523 Jura-Beckenfazies i.A.
- 524 Ruhpolding-Formation; Ober-Jura (Radiolarit – Kieselgestein)
- 525 Chiemgau-Formation; Mittel-Jura (Kieselschiefer, Kieselkalkstein)
- 526 Scheibelberg-Formation; Unter-Jura (Kalkstein mit Hornsteinknollen, dickbankig)
- 527 Allgäu-Formation; Unter-Jura (Fleckenmergelkalk)
- 528 Kalksburg-Formation, Kieselkalk; Unter-Jura (Mergel- und Sandkalkstein)
- 529 Oberseebrekzie; Unter- bis Mittel-Jura (Kalkbrekzie mit Großschollen aus Dachsteinkalk)

Trias

HF = Hallstätter Fazies

- 530 Oberrät- (Rhätolias-)Riffkalk
- 531 Kössen-Formation (Mergel- bis Kalkstein, dunkel); Schattwald-Formation (Tonmergel, rot)
- 532 Zlambach-Formation (HF – Mergelstein, Kalkstein, dunkel)
- 533 Dachsteinkalk, Anningeralk; Norium-Rhätium (Kalkstein, dickbankig)
- 534 Dachsteinkalk-Riffentwicklung (Kalkstein, massig)
- 535 Dachsteindolomit; Norium – Rhätium
- 536 Aflenzerkalk (HF); Norium (Kalkstein, Feinschuttalkstein, bankig, dunkel)
- 537 Pedataschichten (HF); Norium (Feinschuttalkstein, bankig)
- 538 Pötschenkalk (HF); Oberes Karnium – Norium (Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig, grau)
- 539 Hallstätter Kalk (oberer) (HF); Oberes Karnium – Norium (Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt)
- 540 Plattenkalk; Norium – Rhätium (Kalkstein-Dolomitstein-Wechselfolge)
- 541 Hauptdolomit; Norium (Dolomitstein, bankig)
- 542 Opponitz-Formation; Oberes Karnium (Kalkstein, Mergelstein, Rauhwacke, Gips)
- 543 Waxeneckkalk; Oberes Karnium (Kalkstein, massig)
- 544 Lurnz-Formation; Unterer Karnium (Sandstein, feinkörnig, Steinkohle)
- 545 Feingrabener Schiefer, Hornsteinkalk, Leckkogel-Schichten; Unterer Karnium (Schieferstein, Kalkstein, dunkel)
- 546 Nordalpine Raibl-Formation; Unterer Karnium (Schieferstein, Kalkstein, Dolomitstein, dunkel)
- 547 Wettersteinkalk; Ladinium – Unterer Karnium
- 548 Wettersteinkalk-Lagune; Ladinium – Unterer Karnium (Kalkstein, bankig bis massig)
- 549 Wettersteinkalk – Riff und Riffschutt; Ladinium – Unterer Karnium (Kalkstein, massig)
- 550 Wettersteindolomit, Ramsaudolomit; Ladinium – Unterer Karnium (Dolomitstein)
- 551 "Sonderentwicklung"; Mittleres Anisium – Unterer Karnium (Kalkstein/Dolomitstein, bankig, dunkel)
- 552 Parnach-Formation; Ladinium – Unterer Karnium (Tonmergelstein)
- 553 Raminger Kalk; ?Anisium – Unterer Karnium (Feinschuttalkstein, massig bis bankig)
- 554 Reifling-Formation; Anisium – Karnium (Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig)
- 555 Grafensteinkalk; Mittleres Anisium – Unterer Karnium (Feinschuttalkstein, bankig, dunkel)
- 556 Grauer und bunter pelagischer Kalk mit distalem Plattformdetritus; Mittleres Anisium – Unterer Karnium
- 557 Hallstätter Kalk (unterer) (HF); Anisium – Unterer Karnium (Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt)
- 558 Steinalkalk, Steinaldolomit; Anisium (Kalkstein, Dolomitstein, massig, hell)
- 559 Gutensteiner Kalk + Dolomit; Anisium (Kalkstein, Dolomitstein, bankig, dunkel)
- 560 Rauhwacke ("Reichenhall-Formation"); Anisium
- 561 Werfen-Formation; Unter-Trias (Sandstein, Siltstein, schieferig, Kalkstein)
- 562 Serpentin, Gabbro, Melaphyr; ?Perm, ?Trias

Perm

- 563 Haselgebirge; Perm (Tonstein, Gips, Salz)
- 564 Prebichl-Formation; Perm (Konglomerat, Sandstein, Siltstein)

Grauwackenzone

- 566 Silbersberg-Gruppe i.A.
- 567 Riebeckitgneis; ?Jura
- 568 Schiefer, Serizitquarzit, Metakonglomerat; ?Perm
- 569 Sandstein, Schiefer, Konglomerat; Unter-Karbon
- 570 Triebenstein-Kalk, Steinberg-Kalk, Dolomit; Unter-Karbon
- 571 Bänderkalk; Ober-Silur – Unter-Devon
- 572 Radschiefer; Ordovizium – Silur.
- 573 Eisernerz Schichten; Karbon (Phyllit, Tonschiefer, Quarzit)
- 574 Quarzit i.A., Polsterquarzit; Ordovizium – Silur
- 575 Metabasit, Metatuffit, Metadiabas, Grünschiefer; Ordovizium – Devon
- 576 Cystoideenkalk; Ober-Ordovizium
- 577 Blasseneck-Porphyr, Klastika unter dem Porphyroid; Ober-Ordovizium
- 578 Vöstenhofer Kristallin und Kaintaleckschollen (Glimmerschiefer, Amphibolit, Marmor)

Rhätium

Unter-Kreide

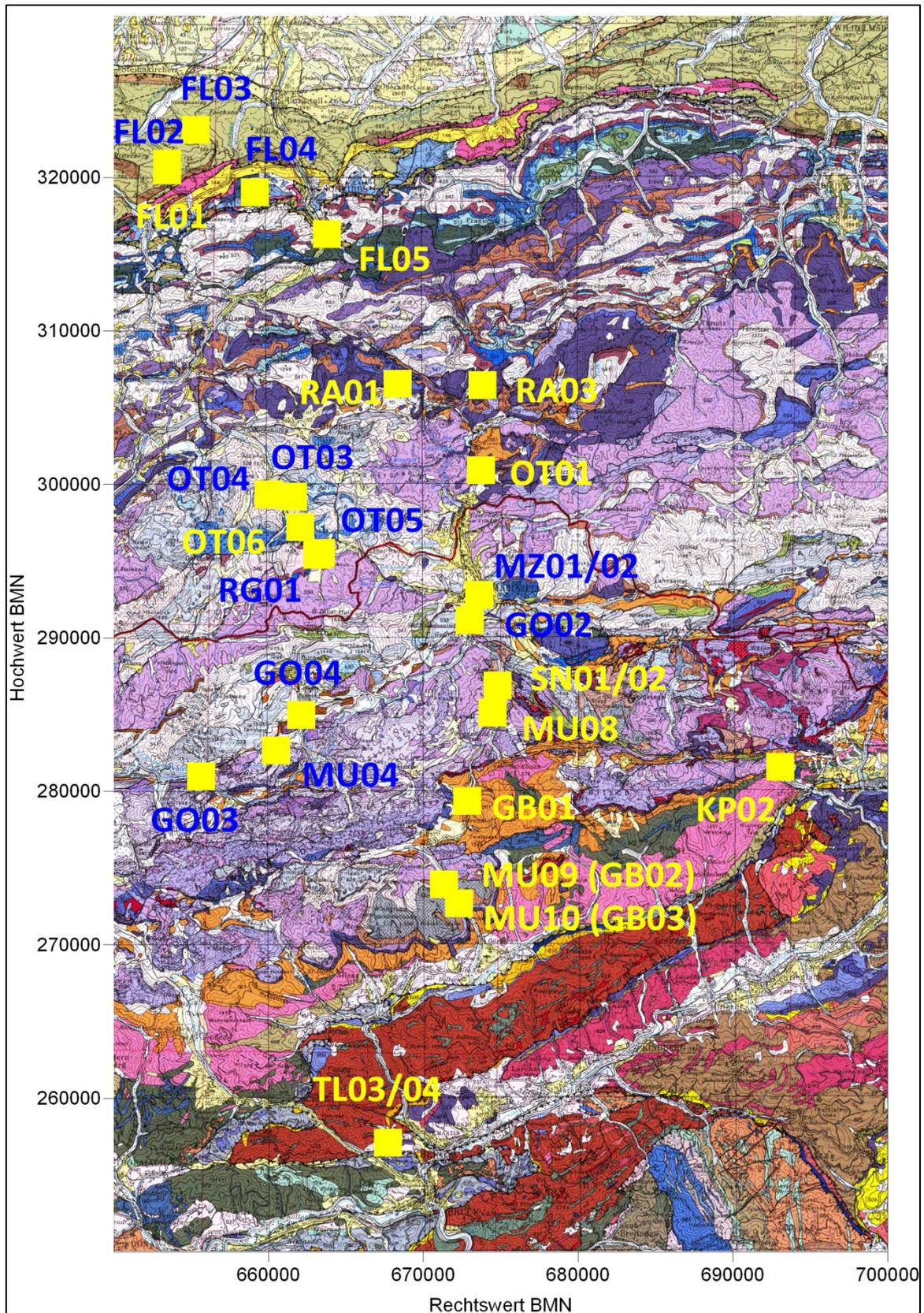


Abbildung 4: Geologische Karte des Arbeitsgebiets mit markierten Probenahmestellen (Koordinaten der einzelnen Sites sind in Tabelle 7 aufgelistet), Geologische Karte von Niederösterreich Südteil, 1:200.000 (Schnabel et al., 2002).

2.1. Flyschzone

Die Hauptflysch-Decke (Rhenodanubischer Flysch) erstreckt sich nördlich der Nördlichen Kalkalpen als langgestreckte Deckenfront in einem schmalen Streifen vom Allgäu bis in die westliche Umgebung von Wien (Abbildung 5).

Bei den Sedimenten der Hauptflysch-Decke handelt sich um marine Tiefwassersedimente aus der Unterkreide bis Mitteleozän. Diese werden dem ostalpinen Penninikum zugeteilt. Die Tiefwasserschüttungen sind Wechsellagen aus Sandsteinen, schiefrigen Peliten und Mergelkalken, welche größtenteils Turbidite eines Fächersystems sind, in die auch immer wieder Rinnen einschneiden. Zwischen den Turbidit Ablagerungen sind geringmächtige hemipelagische Tone abgelagert (Tollmann, 1985; Wessely, 2006).

Paläogeographisch war die ursprüngliche Position des Penninikums zwischen dem europäischen Kontinentalrand (Helvetikum) im Norden und dem Ostalpin im Südosten (Tollmann, 1985). Schmid et al. (2004) ordnen den Rhenodanubischen Flysch den Unteren Penninischen Decken zu (Abbildung 5). Diese werden erst ab dem Tertiär dem alpinen Orogen angegliedert. Im Zuge der Subduktion des Europäischen Kontinents unter die Adriatische Platte kam es zur Schließung des Penninischen Ozeans sukzessive von Westen nach Osten. Die Deckenbewegung der Nördlichen Kalkalpen nordwärts setzt spätestens mit dem Mittleren Eozän (Hekel, 1968; Egger, 1990; Peresson & Decker, 1997) ein. Dabei kommt es zur Abscherung des Flyschs, dieser dem Helvetikum und Ultrahelvetikum aufgeschoben wird. Die Ablagerungen des Rhenodanubischen Flyschs haben zur Gänze Bündnerschiefer-Charakter (Schmid et al., 2000). Als weitere Einheiten der Unteren Penninischen Decken sind die Nordpenninischen Ophiolite und Bündnerschiefer zu nennen. Die Unteren Penninischen Decken sind charakteristisch für Ablagerungen und Schüttungen im Bereich des Valais Ozeans (Fügenschuh et al., 1999).

Das Helvetikum und das Ultrahelvetikum sind nördlich der NKA nur sehr geringmächtig aufgeschlossen. Dies ist bedingt durch die Erosion der Sedimente des passiven europäischen Kontinentalrands (Helvetikum) im Paläozän (Ziegler et al., 2002; Schmid et al., 2004).

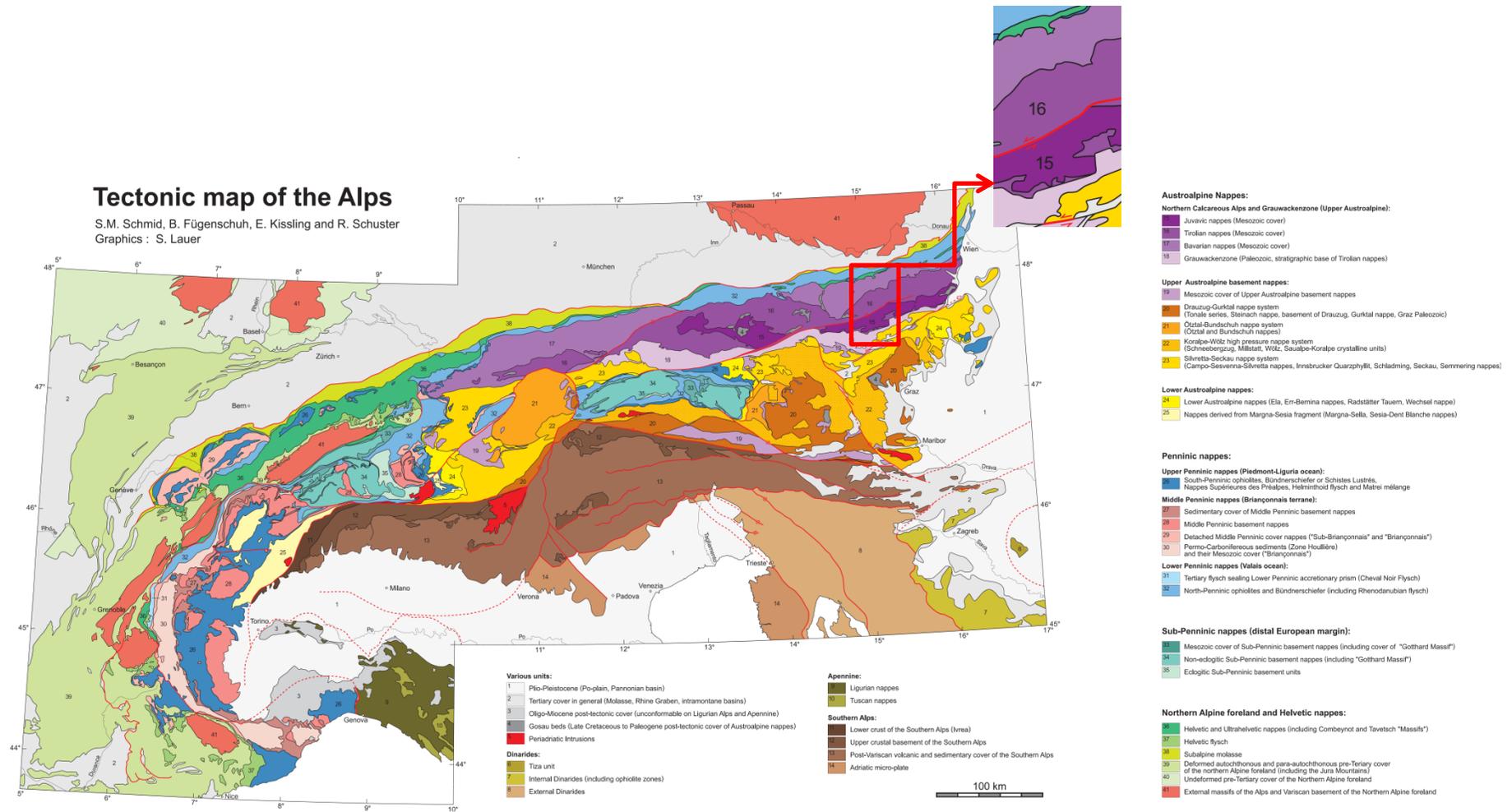


Abbildung 5: Tektonische Übersichtskarte der West-, Nord- und Südalpen (Schmid et al., 2004). Im rot umrahmten Bereich befindet sich das Arbeitsgebiet.

2.2. Die nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen (NKA) sind der wesentliche Bestandteil des ostalpinen Deckenstapels. Dieser „Falten und Überschiebungsgürtel“ am Alpennordrand ist im Osten durch das neogene Wiener Becken und im Westen durch das Rheintal klar abgegrenzt, wobei der kalkalpine Deckenstapel im Osten unter die neogene Beckenfüllung absinkt und in den Westkarpaten wieder auftaucht. Die nördlichen Kalkalpen weisen eine Länge von 500 km und eine Breite von 40 bis 50 km auf (Tollman, 1985).

Die Stratigraphische Abfolge umfasst den Zeitraum vom Perm und reicht bis zum Einsetzen der Deckenbewegung am Ende des Neokoms (U. Kreide). Danach sind große Schichtlücken eingeschaltet und jüngere Ablagerungen sind nur noch in Form von Gosau-Sedimenten und tertiären Bildungen vorhanden. Die Nördlichen Kalkalpen geben einen guten Einblick in die Ablagerungsgeschichte eines Teils des westlichen Tethys Schelfs, wobei sie die Sedimentabfolge des passiven Kontinentalrands repräsentieren (Abbildung 6) (Tollmann, 1985; Möbus, 1997).

Mit dem Zerbrechen von Pangäa im Oberen Perm beginnt die Sedimentabfolge der NKA (Tollmann, 1976). Im Perm besteht die Gesteinsserie überwiegend aus kontinentalen sowie flachmarinen klastischen Sedimenten aus grob- bis feinklastischen Detritus, in dem saure Vulkanite als Einschaltungen erhalten sind, und Evaporiten (Haselgebirge der Hallstätter Fazies), die auf paläozoisches, gefaltetes variszisches Basement, das heute als paläozoische Nördliche Grauwackenzone vorliegt, transgrediert (Tollmann, 1985).

Karbonatproduktion, mit Karbonatplattformsedimenten aus Riff- und Lagunenbereichen, wird mit Ende der U. Trias dominant und es kommt zu einem Rückgang siliziklastischer Ablagerungen (Tollmann, 1985; Möbus, 1997). Das gipfelbildende Gestein der Kalkvoralpen besteht aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit. Ramsaudolomit und Dachsteinkalk-Gipfelbauten oder –plateaus sind Bestandteile der Kalkhochalpinen Stöcke. Die Mittel- und Obertrias sind durch Flachwasserablagerungen gekennzeichnet, und Sedimentbecken werden ausgebildet. In den Lagunen stellt sich gelegentlich Hypersalinität ein, was zu Ablagerungen salinärer Serien in der Hallstätter Zone führt. Bei der Hallstätter Fazies handelt es sich um den distalen Schelf, auf dem sich pelagische Sedimente ablagerten und durch syndimentären Diapirismus der unterlagernden permischen Evaporite beeinflusst wurden.

Die Riffkalkbildung endet mit dem O. Lias und tritt mit dem Plassenkalk im Malm nochmals auf. In der Kreide kommt es überwiegend zu Ablagerungen mergeliger, später grober detritischer Sedimente, die sich an der Kreide-Tertiär Grenze in einer flyschartigen höheren Gosau gipfeln. Rein kalkige Sedimente treten völlig in den Hintergrund. Die Gosauserien sind nur mehr in einzelnen Becken erhalten (Tollmann, 1985).

In ihrer heutigen Position sind die Nördlichen Kalkalpen als jüngste tektonische Einheit des Oberostalpins aus seinem Bildungsraum am weitesten nach Norden bewegt worden. Die ab Ende des Neokoms mehrphasig entstandenen kalkalpinen Decken wurden auf den penninischen Flysch und mit diesem gemeinsam im Tertiär auf das Helvetikum beziehungsweise die gefaltete Molasse auf- und überschoben. Deren allochthone Lagerung auf stratigraphisch jüngere Schichten wird durch mehrere tektonische Fenster innerhalb der nördlichen Kalkalpen sowie Schürflinge des Untergrundes, die vom Nordrand her gesehen weit unter die Kalkalpen reichen, bestätigt (Tollmann, 1985; Möbus, 1997). Schmid et al. (2004) verzichten auf den Term „Mittelostalpin“, der sich laut Tollmann (1977) darauf bezieht, dass es paläogeographische Zusammenhänge zwischen den alpidisch abgescherten Sedimenten der NKA und den Decken des ostalpinen Grundgebirges gibt. Schmid et al. (2004) beschränken sich auf die Gliederung in Oberostalpin und Unterostalpin, wobei das Oberostalpin einerseits in die NKA gemeinsam mit der Nördlichen Grauwackenzone und andererseits in die oberostalpinen Basement Decken unterteilt wird.

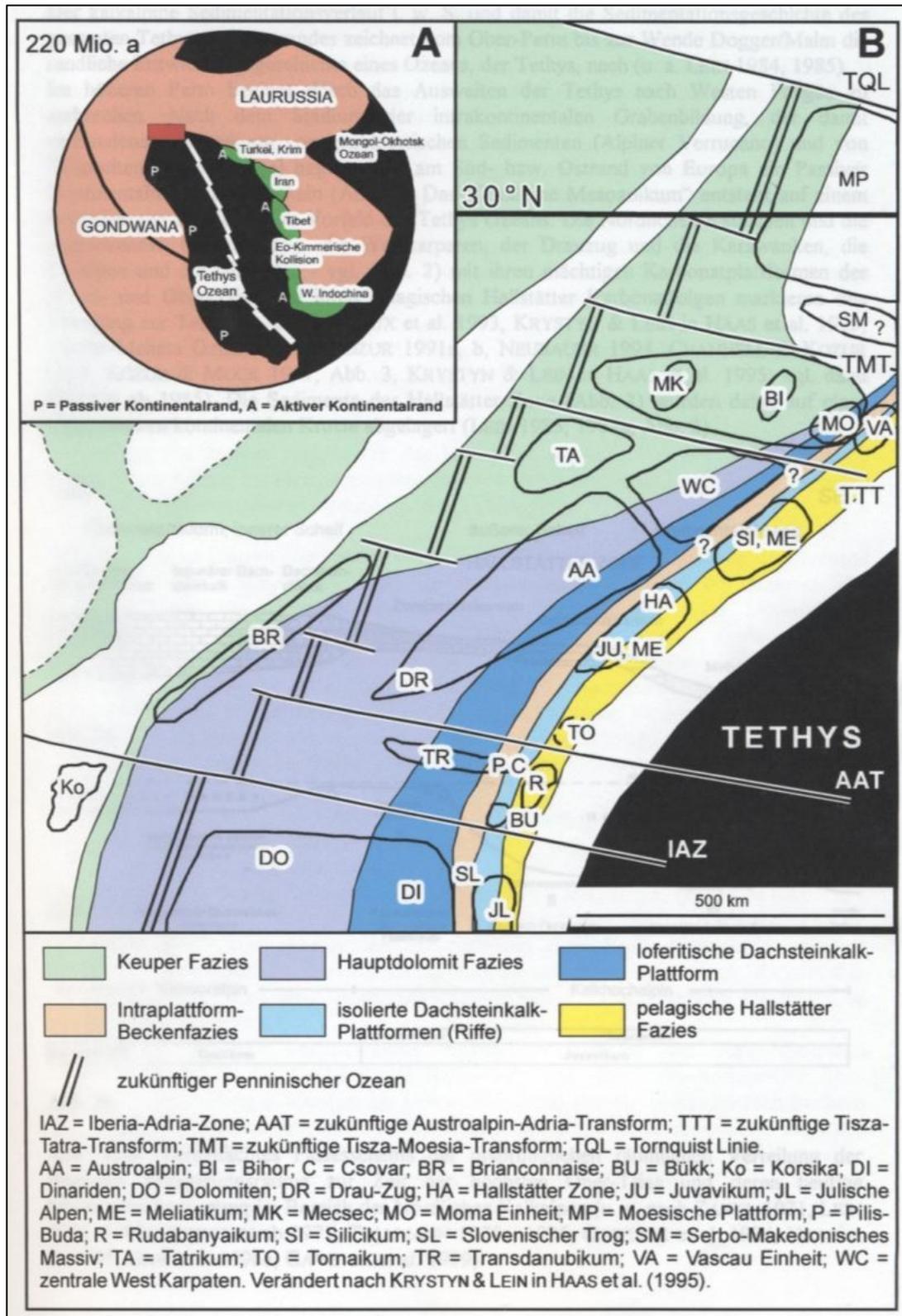
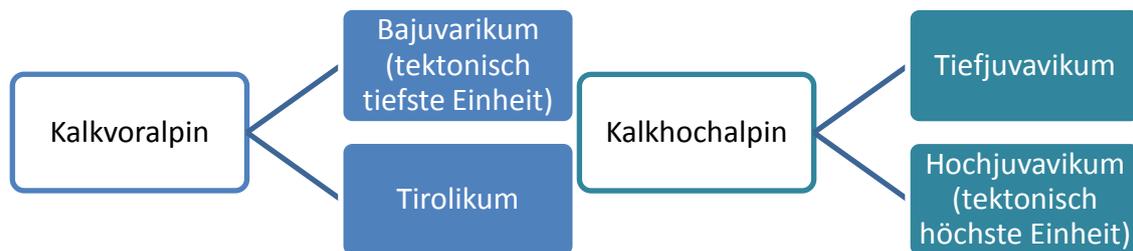


Abbildung 6: Paläogeographie des Nordwestrandes der Tethys in der Ober-Trias aus GAWLICK et al. (1999).

2.2.1. Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen

Nach Tollmann (1985) werden die Decken der Nördlichen Kalkalpen in drei tektonische Deckeneinheiten eingeteilt, die wiederum den kalkvoralpinen oder kalkhochalpinen Decken zugeordnet werden: Vom Liegenden zum Hangenden und zugleich von Nord nach Süd können folgende Deckensysteme getrennt werden: Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum (Abbildung 5 und Abbildung 7).



Im Regelfall sind die kalkvoralpinen Decken repräsentativ für triassische Schelfareale, die nicht von der Tethys beeinflusst wurden. Die Kalkhochalpinen Einheiten befanden sich im Übergangsbereich der triassischen Plattformkarbonate zu den hemipelagischen Tiefwasserkarbonaten der Beckenfazies. Bei diesen Einheiten wurden Bereiche teilweise von der Tethys beeinflusst. Folgt man der Auffassung von Tollmann (1985) ähnelt der Aufbau der NKA einer Dachziegellagerung. Dabei werden in der Frühphase der alpidischen (eoalpinen) Orogenese in der Unter Kreide die Deckeneinheiten bei der Schließung des Tethys Ozeans vom Basement abgeschert und nach Norden transportiert. Beim Juvavikum handelt es sich um die ehemals landfernste Einheit, welche die tirolischen und bajuvarischen Decken überschiebt.

Dem Bajuvarikum werden die Frankenfesler, Lunzer und Sulzbach-Decke zugeordnet (Abbildung 7), wobei die Frankenfesler Decke dem Tiefbajuvarikum und die Lunzer Decke dem Hochbajuvarikum angehört. Die Sulzbach-Decke stellt das Bindeglied zwischen dem Hochbajuvarikum und dem Tirolikum dar (Tollmann, 1985). Zum Tirolikum (Abbildung 7) zählt die Reisalpen, Ötscher und Göller Decke, darüber folgt das Juvavikum (Abbildung 7), das teilweise als Gleitkörper innerhalb der Göller-Decke auftritt. Dem Juvavikum gehören die Schneeberg-, Mürzalpen- und Hallstätter Decken an (Wessely, 2006).

Die Fazieszonen der drei Deckeneinheiten der NKA sind den Abbildungen 8 und 9 zu entnehmen.

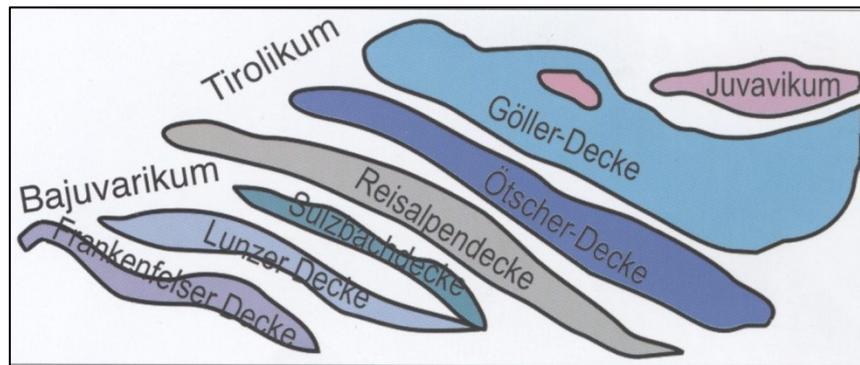


Abbildung 7: Die tektonischen Stockwerke der NKA (Wessely, 2006).

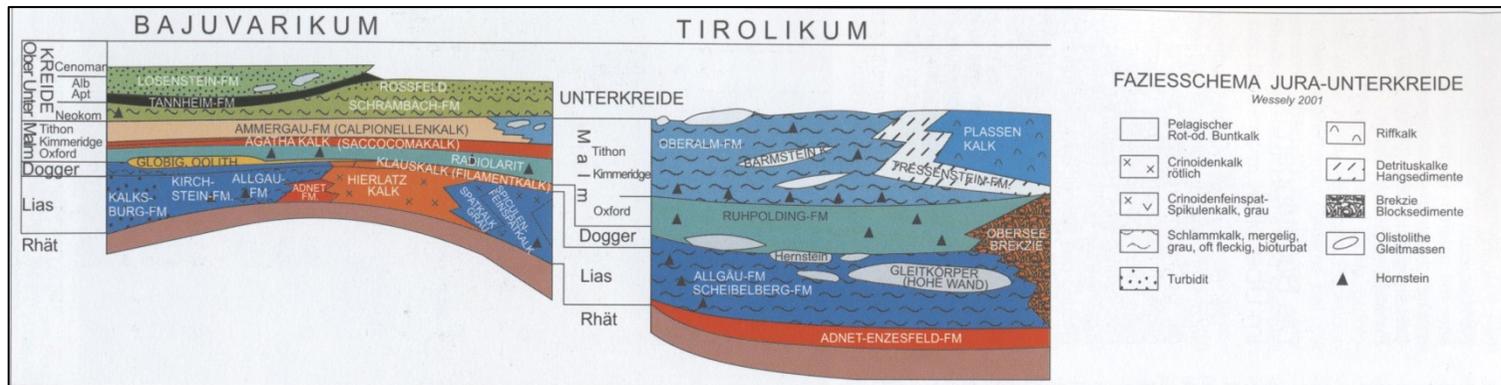


Abbildung 8: Fazies Schema Jura – Unterkreide aus Wessely (2001, 2006).

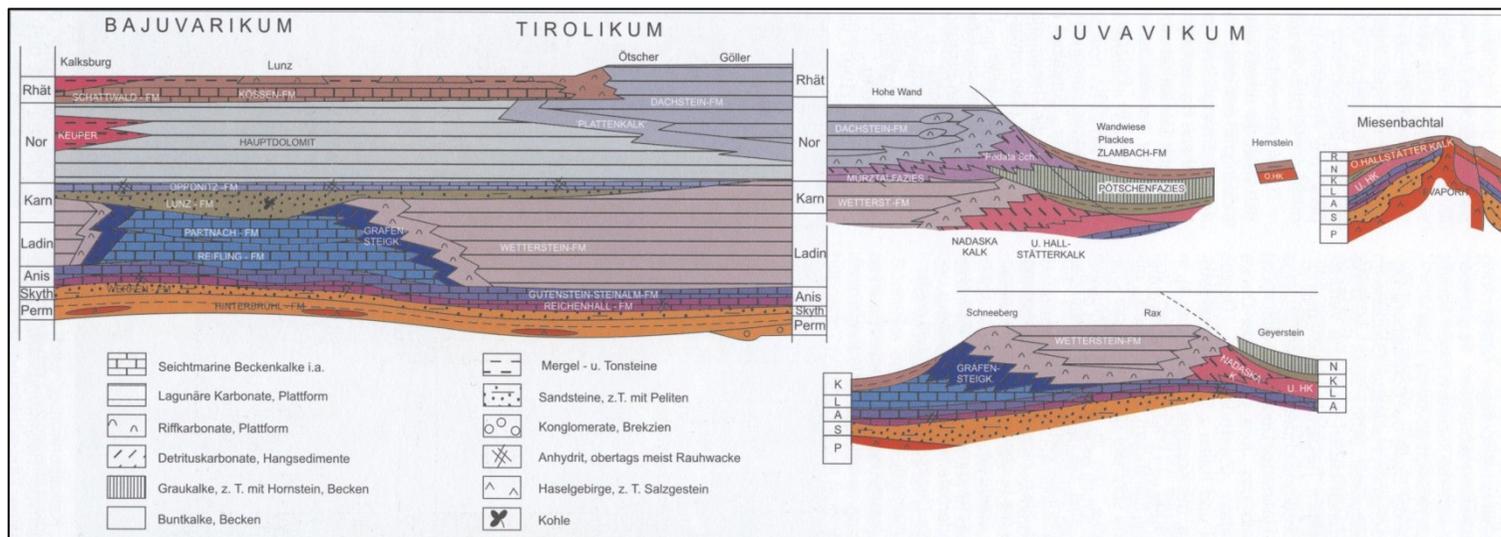


Abbildung 9: Fazies Schema Trias - Perm aus Wessely (2006) nach Mandl (2001).

Niederösterreichische Kalkvoralpen

Die Niederösterreichischen Kalkvoralpen erstrecken sich nördlich der Puchberg-Mariazeller-Linie Richtung Westen. Die aus bajuvarischen und tirolischen Einheiten aufgebauten Decken erstrecken sich über die oberösterreichische und steirische Grenze bis zu den Weyerer Bögen im Westen (Abbildung 1 und Abbildung 10). Die östlichen Kalkvoralpen lassen sich tektonisch in folgende Decken gliedern: Bajuvarikum: Cenomanrandschuppe, Frankenfelder Decke, Lunzer Decke und Sulzbach Decke; Tirolikum: Reisalpen Decke mit der Reiflinger Scholle, Ötscher Decke, Sattelbachschuppe, Göller Decke; Juvavikum: Mürzalpen Decke, Hallstätter Decke, Schneebergdecke und Gosau (Tollmann, 1985; Wessely, 2006).

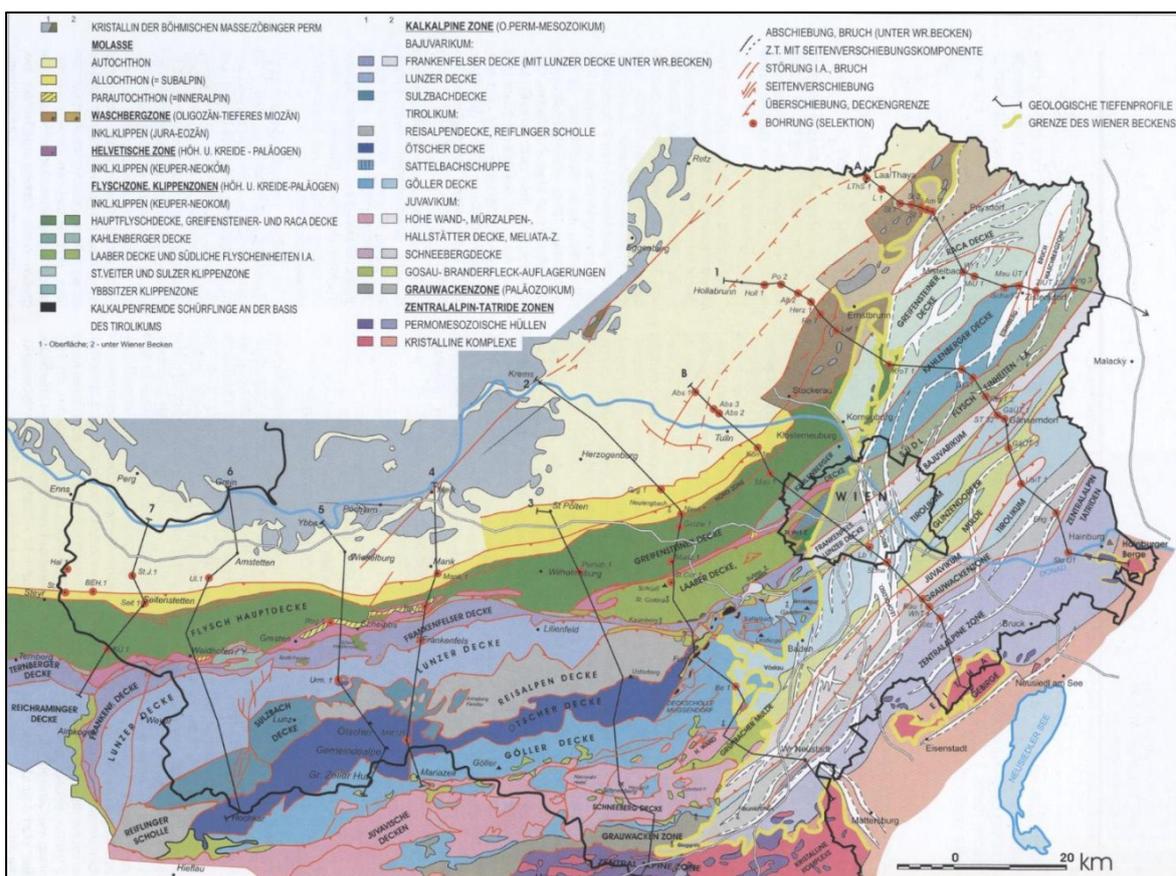


Abbildung 10: Tektonische Übersichtskarte über den östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen und deren Fortsetzung unter dem Wiener Becken aus Wessely (2006).

Bajuvarikum

Die dem Tiefbajuvarikum zugeordnete Frankenfesler Decke und der östliche Teil der dem Hochbajuvarikum angehörenden Lunzer Decke zeigen eine geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits und Jura- bis Unterkreide-Schichten überwiegen. Die starke Verformbarkeit dieser Gesteinsverbände äußert sich in Falten und Scherkörpern. Nach Westen hin treten mächtigere, sich starrer verhaltende Obertrias-Schichten in der Lunzer Decke auf. Die darauf folgenden Tirolischen Decken bilden gemeinsam mit denen der Kalkhochalpen steife Schichtverbände, die sich übereinander schieben. Das ist auf Anwesenheit mächtiger Plattformkarbonate (Wetterstein-, Hauptdolomit- und Dachsteinfazies) zurückzuführen (Wessely, 1985).

Die Frankenfesler Decke (Abbildung 6) und die darüber liegende Lunzer Decke erstrecken sich von den Weyerer Böden bis nach Wien, wo sie sich im Untergrund des Wiener Beckens als einheitliche Decke fortsetzen (Abbildung 10) (Wessely, 2006). Die Frankenfesler Decke ist flach dem Flysch aufgeschoben, wodurch sich in Halbfenster oder Fenstern (Erlauf-Halbfenster, Brettl-Fenster) (Abbildung 10) die tektonische Unterlage aus Flysch oder Helvetikum erkennen lässt. Eine der ältesten bedeutenden Störungen ist die rechtslaterale WNW-ESE laufende Hochwartstörung, an der das Brettl-Fenster hervortritt, und an welcher es zu einer kräftigen Verstellung der Sulzbach Decke kommt (Tollmann, 1985). An der Kalkalpenfront tritt das tiefste kalkalpine Element, die Cenomanrandschuppe, mit Unterbrechungen im Streichen hervor. In der Cenomanrandschuppe dominieren Cenomankonglomerate der Mittelkreide neben Hauptdolomit (Tollmann, 1985). Im Westen ist die Überschiebungsfläche flach gegen Süden gerichtet, was ein Gleiten über den Flysch anzeigt. Gegen Osten, vor allem zum Wiener Becken hin, wird die Überschiebungsfront steil bis senkrecht und gegen Süden teilweise überkippt, was auf eine starke Einengung und gleichzeitige Subsidenz durch die Deckenauflast während der Überschiebung hindeutet. Hier bohrt sich die Kalkalpenstirn in den Flysch. Zur Schuppenbildung kommt es, wenn die in der Frankenfesler Decke gebildeten Falten mit Obertrias in den Sätteln und Jura und Unterkreide in den Mulden durchreißen (Wessely, 2006).

Ebenso wie die Frankenfesler Decke weist die Lunzer Decke (Abbildung 10) eine flache Lagerung der Deckenunterkante auf und wurde später noch verfaltet, was wiederum durch

Halbfenster und Fenster (Traisen-Halbfenster, Jessnitz-Fenster) angezeigt wird (Tollmann, 1985).

Die Sulzbach Decke (Abbildung 10) ist an ihrem Nordrand sinistral gegen die Lunzer Decke durch die Göstlinger Querstörung versetzt und als südliche Teilstruktur von der Lunzer Decke dadurch abgeschnitten. Im Südwesten wird sie von der Reiflinger Scholle begrenzt (Tollmann, 1976, 1985).

Tirolikum

Die Reisalpen Decke (Abbildung 10) geht aus der stark verfalteten Sulzbach Decke südöstlich von Gaming durch den Durchriss der nach Norden überkippten Antiklinale des Stierhaltkogels und Überfahung ihres inversen Nordschenkels hervor (Tollmann, 1985). Im Westen ihrer Erstreckung liegt die Reisalpen Decke teilweise nur als Deckschollen auf der Sulzbach Decke vor, bekommt dann eine große Breite bis sie im Nordosten bei Altenmarkt a. d. Triesting vor Erreichen des Alpenostrandes aushebt (Tollmann, 1985; Wessely, 2006).

Die durch mächtige triassische Plattformkarbonate gekennzeichnete Ötscher Decke (Abbildung 10) (ehemals wurden unter dem Begriff „Ötscher Decke“ die Reisalpen, Unterberg und Göller Decke zusammengefasst (Tollmann, 1976, 1985), heute steht die Bezeichnung „Ötscher Decke“ für die Unterberg Decke) tritt als ununterbrochene Einheit bei Gams bei Hieflau in der Steiermark zu Tage. Morphologisch markant erscheinen vor allem im Westen Gebirgsstöcke, zu denen die hohen Kalkberge des Hochkars, Dürrensteins, Scheiblingsteins und Ötschers sowie weiter im Osten der Unterberg gehören. Östlich des Unterbergs bei Gutenstein ändert sich die Streichrichtung von Ost nach Nordost. Die Ötscher Decke läuft ebenso bei Altenmarkt a. d. Triesting aus (Wessely, 2006).

Die südlichste Decke des Tirolikums ist die Göller Decke (Abbildung 6 und Abbildung 10). Sie erstreckt sich von Gams bei Hieflau aus in eine in der Breite nordwärts divergierende Zone mit Schuppen. Permoskythische und mitteltriassische Deckenbasis erreicht in der vordersten Schuppe (Peilsteinschuppe) die Oberfläche. Bei Gutenstein kommt es wie bei der Ötscher Decke zu einem faziesbedingten Knick im Streichen und einer Richtungsänderung von Ost nach Nordost zur karpatischen Richtung. Die Göller Decke erreicht zum Alpenostrand hin eine beträchtliche Mächtigkeit (Tollmann, 1985). Die quergerichteten Schuppen- und

Schollenbildungen haben ihre Ursache in Ausweichbewegungen aufgrund eines Raumdefizits (Wessely, 2006).

Steirisch-Niederösterreichische Kalkhochalpen

Die Kalkhochalpen umfassen die juvavischen Einheiten der Östlichen Kalkalpen zwischen der Pyhrnlinie im Westen und der Hohen Wand im Osten und das Tirolikum, welches südlich davon in einem transgressiven Verband mit der Grauwackenzone in einem schmalen Streifen erscheint (Abbildung 10).

Juvavikum

Das Juvavikum besteht aus der Hallstätter Decke (Tiefjuvavikum), der Mürzalpen Decke und der Schneeberg Decke (Hochjuvavikum). Die Hallstätter Decke und Schneeberg Decke seien nur namentlich erwähnt, da sie im Zuge dieser Arbeit nicht beprobt wurden.

Nach Kristan-Tollmann & Tollmann (1962) und Tollmann (1973) handelt es sich bei der Mürzalpen Decke um eine Vielfaziesdecke (Abbildung 10 und Abbildung 11), welche die Hallstätter Fazies, Mürztaler Fazies, hochalpine Dachsteinkalkfazies und Aflenzler Fazies in sich vereint, die als einheitlicher Deckenkörper angesehen wird. Die hochalpine Dachsteinkalkfazies im Westen repräsentiert eine ausgedehnte Seichtwasserkarbonatplattform der Obertrias mit vorgelagerten Becken, die der Aflenzler Fazies angehören. Östlich der Mürz liegen durch im Nor einsetzende Beckenentwicklung Hallstätter Buntkalke (Mürztaler Fazies) auf mächtigen Mittel- bis Obertrias Seichtwasserplattformkarbonaten (Tollmann, 1985; Lein & Gawlick, 2001). Die Mürzalpen Decke liegt nach der Überschiebung auf der Göller Decke, welche dem Tirolikum angehört und südlich der Mürzalpen Decke gemeinsam mit der Grauwackenzone eingeschaltet ist. In weiten Bereichen wird die Mürzalpen Decke von Deckschollen überlagert sowie teilweise von der nordjuvavischen Schneebergdecke und den eingeglittenen südjuvavischen Hallstätterschollen. Aufgrund von jüngeren Conodont Color Alterations Index (CAI) Untersuchungen von Gawlick et al. (1994) und Lein & Gawlick (2001) wird angenommen, dass die Mürzalpen Decke als stark alterierter Komplex mit seinen auflagernden Schollen, welche keine thermischen Überprägungen aufweisen, nicht als einheitlicher Deckenkörper

angesehen werden kann und ihre Faziesverteilung nicht ihrer ursprünglichen paläogeographischen Position entspricht.

Tirolikum

Das Tirolikum der Göller Decke verschwindet südlich von Mariazell an der Puchberg-Mariazeller Linie und erscheint fensterartig als Schuppen in schmalen Streifen durch nachgosauische Aufschuppung wieder. Am Kalkalpensüdrand erscheint der stark eingengte Südrand der Göller Decke über der Grauwackenzone und unter der Mürzalpen Decke (Tollmann, 1985).

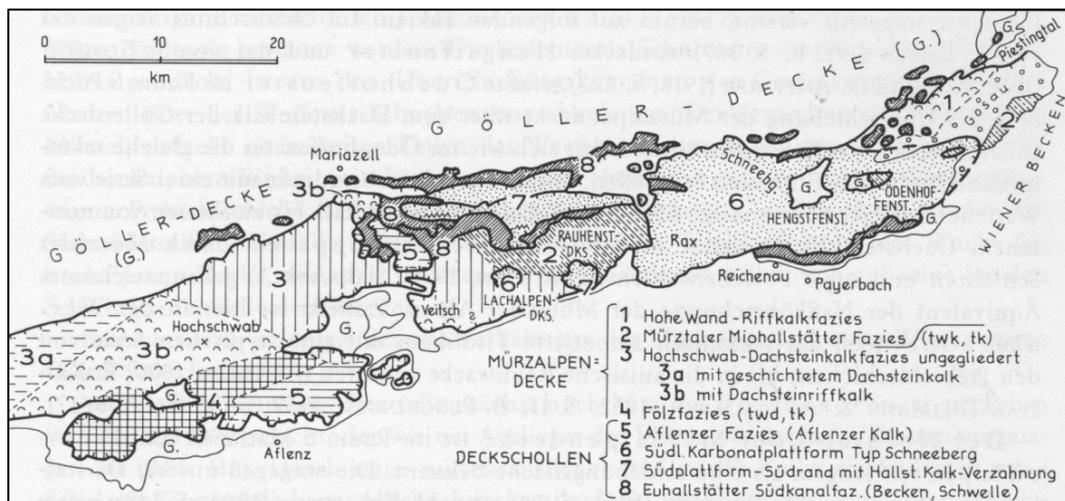


Abbildung 11: Die Vielfaziesverteilung der Mürzalpen Decke aus Tollmann, 1985, modifiziert nach Tollmann, 1973.

Gosau

Im Turon startet ein neuer sedimentärer Zyklus, bei dem es zur Ablagerung von Gosau Sedimenten kommt. Die Gosau Sedimente wurden auf den eoalpin deformierten Nördlichen Kalkalpen (Abbildung 12) und dem metamorph überprägten ostalpinen Basement südlich der NKA abgelagert (Wagreich et al., 2008). Nach der eoalpinen Orogenese kommt es in der Oberkreide zu Dehnungen und verschiedenartigen Absenkungen sowie Hebungen in Einzelabschnitten (Froitzheim et al., 1994). Dadurch gibt es unterschiedliche Faziesausbildungen, welche von variierenden Beckengeometrien und Subsidenzraten bedingt sind (Wagreich & Faupl, 1994). Dies führt zu einer Unterteilung innerhalb der Gosau Folge in

einen Unteren Gosau-Komplex (Oberes Turon – Campan) und einen Oberen Gosau-Komplex (Oberes Campan – Paläogen). Alluviale Sedimente an der Basis und darauf folgende seichtmarine (fossilreiche graue neritische Mergel) Sedimente sind signifikant für den Unteren Gosau-Komplex. Die Ressen-Phase ist das einschneidendste Ereignis während der Gosau. Es kommt zu Bewegungen im unteren Obercampan, was zur Trockenlegung weiter Teile und zur Ablagerung der Ressen-Schichten führt (brackische Bedingungen bis Süßwassersedimentation mit Kohlebildung). Ab der Ressen-Phase ändert sich die Lieferichtung des Detritus von Nord nach Süd und eine Tiefwasserfazies wird durch das rasche Absinken von Becken im Obercampan ausgebildet. Im Oberen Gosau-Komplex kommt es zu bathyalen bis abyssalen Bildungen mit zuweilen Flysch-ähnlichem Charakter. Die Nierentaler Schichten (Globigerinenmergel und Mergelkalke, die in sandige turbiditische Lagen eingeschaltet sind sowie karbonatische Hangbrekzien) des Oberen Gosau-Komplexes setzen im Untercampan ein und haben ihren Schwerpunkt im Maastricht und reichen gelegentlich bis ins Paläozän. Die jüngsten Schichtglieder der Gosau sind die Zwieselalmschichten (neritische Konglomerate und Sandsteine mit Zwischenlagen aus bunten Foraminiferen führenden Mergeln) (Tollmann, 1985). Heute sind jene Gosau Ablagerungen in jüngeren tektonischen Störungen oder an Überschiebungsfronten erhalten (Gasser et al., 2009).

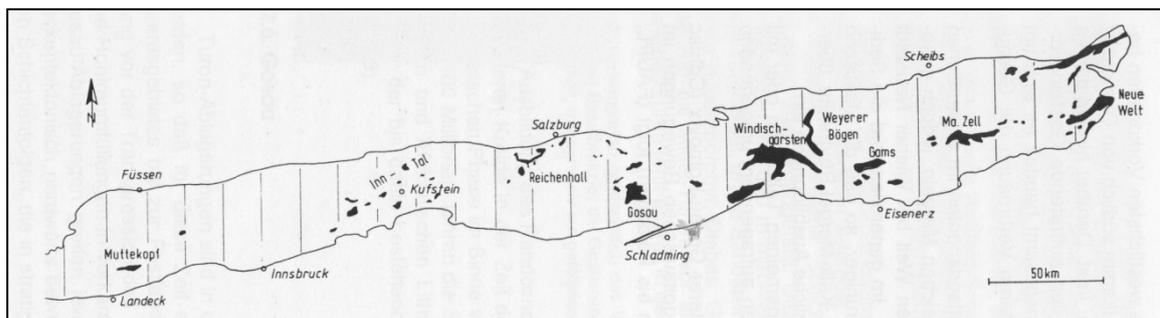


Abbildung 12: Übersichtskarte der Gosau Vorkommen im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen aus Möbus, 1997 (umgezeichnet nach Tollmann, 1985).

2.3. Nördliche Grauwackenzone

Die Nördliche Grauwackenzone repräsentiert stratigraphisch das paläozoische Grundgebirge der Tirolischen Decken und wird dem Oberostalpin zugeordnet. Die Grauwackenzone wird von einem unbekanntem kristallinen Untergrund abgeschert und paläogeographisch nördlich des Meliata Ozeans platziert. Somit haben die Grauwackenzone und das Tirolikum dieselbe proximale Position am passiven Kontinentalrand nördlich des Meliata Ozeans eingenommen (Schmid et al., 2004).

Die Grauwackenzone erstreckt sich von Innsbruck im Westen bis nach Niederösterreich im Osten von Österreich. Mit einer maximalen Breite von 23 km sind die Paläozoischen Gesteine durch die sedimentären Gesteine der Nördlichen Kalkalpen im Norden und im Süden durch das Kristallin begrenzt. Die Grauwackenzone hat eine komplexe interne Struktur mit mehreren übereinander geschobenen tektonischen Decken. Vom Hangenden ins Liegende sind das die Veitscher Decke, die Silbersberg Decke, die Kaintaleck Decke und die Norische Decke (Neubauer et al., 1994; Gasser et al., 2009) (Abbildung 13).

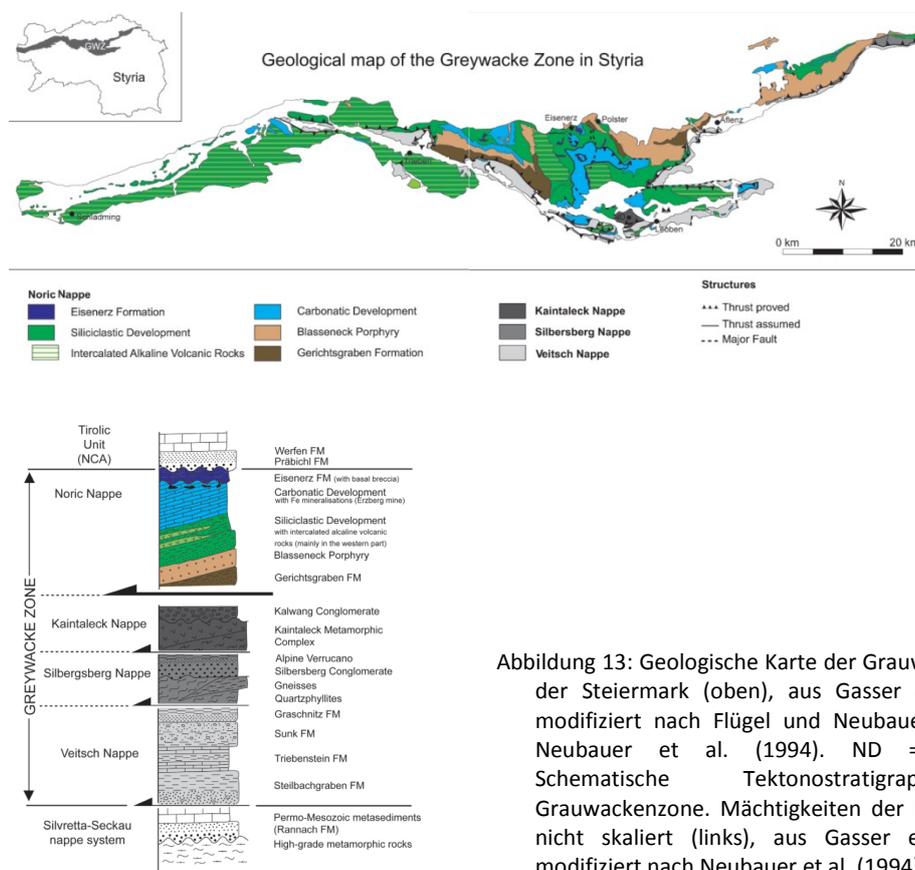


Abbildung 13: Geologische Karte der Grauwackenzone in der Steiermark (oben), aus Gasser et al. (2009), modifiziert nach Flügel und Neubauer (1984) und Neubauer et al. (1994). ND = Niederung; Schematische Tektonostratigraphie der Grauwackenzone. Mächtigkeiten der Einheiten sind nicht skaliert (links), aus Gasser et al. (2009), modifiziert nach Neubauer et al. (1994).

2.4. Tektonik – Deformation und Gebirgsbildung

Der alpine Falten- und Überschiebungsgürtel in seiner heutigen Form ist das Resultat von Eozäner bis Oligozäner Kollision der Apulischen Platte, deren Südteil sich im Mesozoikum von der Afrikanischen Platte abtrennte, mit der Eurasischen Platte. Vor der Kontinent-Kontinent-Kollision kam es zur Subduktion des Penninischen Ozeans, welcher die beiden Platten seit dem frühen Jura bis ins Eozän trennte, unter die Apulische Platte. Während der kretazischen Orogenese (eoalpine Orogenese) schließt sich der Meliata Ozean, welcher in der Trias gebildet wurde, sukzessive aus westlicher Richtung und die Apulische Platte wird dadurch zu einer eigenständigen Lithosphärenplatte. Deren Nordsporn wird als Adriatische Platte bezeichnet. Die Decken der Nördlichen Kalkalpen beginnen sich mit einer WNW-gerichteten Überschiebung zu stapeln und der Meliata Ozean hat sich bis in die Oberkreide vollständig geschlossen. Die Apulische Platte umfasst alle kontinentalen Bereiche südlich der Alpenen Tethys (Piemont-Ligurischer Ozean) und nördlich der Neotethys. Nördlich der Periadriatischen Linie sind noch Teilbereiche des Grundgebirges und Überlagerungen dessen erhalten (ostalpine Decken) (Schmid et al., 2004). Die Eoalpine Orogenese ist durch eine Dehnungs- und Hebungsphase in der Oberkreide (Froitzheim et al., 1994) sowie durch die Ablagerung von nachtektonischen Gosau-Sedimenten (Wagreich, 1995) von der Tertiären Orogenese klar getrennt. Erst während der Tertiären Orogenese verhält sich die Apulische Platte als ein eigenständiger Mikrokontinent (Schmid et al., 2004).

Am nördlichen Kontinentalrand der Apulischen Platte kommt es zur Ablagerung geringmächtiger mesozoischer Gesteinsserien, aus welchen der Falten- und Überschiebungsgürtel der Nördlichen Kalkalpen hauptsächlich aufgebaut ist. Am südlichen Rand der NKA sind sie noch im Kontakt mit ihrem paläozoischen Grundgebirge (Nördliche Grauwackenzone) (Linzer et al., 1995). Die NKA und ihr Grundgebirge überlagern tektonisch paläozoische und ältere polymetamorphe mächtigere Gesteinsserien. All diese Decken werden unter der Bezeichnung Ostalpin zusammengefasst.

Nach Tollmann (1976) wird das Ostalpin in das Unterostalpin (UOA), das Mittelostalpin (MOA) und das Oberostalpin (OOA) unterteilt. Das Unterostalpin inkludiert den ehemaligen passiven NW-Kontinentalrand des Apulischen Mikrokontinents. Das Mittelostalpin sind alle jene Decken, welche das UOA überlagern, südlich der NKA liegen und sich nördliche der

Periadriatischen Linie befinden. Niedrigst- bis geringgradig metamorphes Paläozoikum und mächtiges Mesozoikum mit den NKA, der Nördlichen Grauwackenzone, der Gurktaler Decke und dem Drauzug treten nördlich des MOA auf (Tollmann, 1976). Schmid et al. (2004) verzichten auf den Term Mittelostalpin und verwenden nur noch die Unterteilungen Unterostalpin und Mittelostalpin.

2.4.1. Tertiäre Orogenese

Eine Nord-Süd-gerichtete Verengung zwischen der Adriatischen Oberplatte und der Europäischen Unterplatte sowie Nord-vergente Verfaltungen und Überschiebungen sind charakteristisch für die Tertiäre Orogenese in den Nördlichen Kalkalpen (Tollmann, 1976). Eingeleitet wird die Kontinent-Kontinent-Kollision der Apulischen Platte mit der Europäischen durch die Subduktion des Penninischen Ozeans mit seinem tiefmarinen Flyschbecken unter die Apulische Platte im frühen Eozän (Peresson & Decker, 1997; Schmid et al., 2004). Nach der Kollision kommt es im Späten Eozän zur kompletten Überschiebung des Helvetischen Kontinentalrands der Europäischen Platte und im Miozän wurde die Molasse ebenfalls überschoben. Dies führt zu enormen Deformationen der Nördlichen Kalkalpen, welche die vorderste Front der Oberplatte bilden und rund 36 Ma andauern (Peresson & Decker, 1997).

Peresson & Decker (1997) präsentieren sechs Tertiäre deviatorische Paläostress Gruppen T1 bis T6 (Abbildung 14) in den Nördlichen Kalkalpen, welche die Geodynamik der vordersten Front der Adriatischen Platte während der langandauernden Kontinent-Kontinent-Kollision mit der Europäischen Unterplatte beschreiben. Mehrphasige kinematische Entwicklungen an den Kollisionsgrenzen und die Kinematik von prominenten Störungszonen gehen einher mit Änderungen des Paläostress-Regimes.

Während der Paläostress Evolution von T1 zu T6 kommt es in jeder Generation zur Bildung neuer Störungen und zur Reaktivierung von bereits bestehenden Störungssystemen.

Beginnend mit T1 (Abbildung 14), einer NW – gerichteten Kompression (O. Eozän bis Oligozän) während der Überschiebung steht eine Nord gerichtete Translationsbewegung der Adriatischen Platte mit einer Rotation gegen den Uhrzeigersinn (Lowrie, 1986; Thöny et al., 2006; Pueyo et al., 2007) im Zusammenhang. Zu jener Zeit sind die Nördlichen Kalkalpen

möglicherweise an ihrer Basis der Überschiebungsfrent von dem nach Süden hin subduzierten Flysch der Penninischen Oberplatte abgekoppelt, da dort keine Kompressionsstrukturen des Stadiums T1 vorhanden sind. Zwei Untergruppen T1a und T1b haben identische Orientierung von σ_1 (maximale Hauptnormalspannung), welche subhorizontal nach Nordwest gerichtet ist (318/01, $\alpha_{95} = 4.2^\circ$, $n = 48$). T1a hat Abschiebungscharakter bei dem σ_3 (minimale Hauptnormalspannung) subvertikal Nordost-gerichtet mit circa 40° gegen Nordwest oder Südost einfällt. Bei T1b handelt es sich um eine Seitenverschiebung bei der σ_3 subhorizontal nach Nordost orientiert ist. Die T1 Struktur kommt in den Kambühel Kalken (O. Eozän) der Gosau Gruppe vor, was diesen Paläostress Tensor an diese Epoche bindet.

stress direct.	T1. NW-SE compression	T2. N-S compression	T3. NE-SW compression	T4. E-W extension	T5. E-W compression	T6. N-S extension
new faults	WNW-ESE: dex N-S: sin NE-SW: rev	NW-SE: dex NE-SW: sin E-W: rev	NW-SE: rev N-S: dex ENE-WSW: sin	N-S: nor	ENE-WSW: dex WNW-ESE: sin	E-W: nor
reactivated faults	older Cretaceous faults	WNW-ESE (T1): dex *N-S (T1): nor	WNW-ESE (T1): rev NW-SE (T2): dex / rev N-S (T1): dex *NE-SW (T1, T2): nor	all older directions with oblique-normal slip	WNW-ESE (T1): sin NW-SE (T2): sin *N-S (T1, T2, T3): rev NE-SW (T2): dex ENE-WSW (T3): dex	all older directions with oblique-normal slip
fault pattern scheme						
age	Late Eocene - ?Oligocene	?Oligocene- Early/ Middle Miocene	Middle Miocene	Middle Miocene	Late Miocene (Pannonian)	Late- to post- Miocene

*only of subordinate importance

Abbildung 14: Bildungs- und Reaktivierungsschema für Störungsmodelle der charakteristischen Paläostress Stadien T1 – T6. Für jedes Stadium sind neu geformte und reaktivierte Störungssysteme angeführt, aus Peresson & Decker (1997).

Bei der zweiten Tensor Gruppe T2 (Abbildung 14) handelt es sich um eine Nord-gerichtete Kompression im Zuge der Überschiebung des penninischen und helvetischen Flysch sowie der Molasse (Frühes/Mittleres Miozän). Bei der Untergruppe T2a werden konjugierte Überschiebungen und Aufschiebungen von T1a reaktiviert und eine zweite Nord oder Süd einfallende Lineation hervorgerufen. Bei T2a und T2b ist σ_1 subhorizontal nach Norden gerichtet, wobei σ_3 bei T2a horizontal nach Westen und bei T2b subvertikal nach Nordwesten

oder Nordosten gerichtet ist. Der Richtungswechsel von einer Nordwest nach Nord gerichteten Kompression entsteht durch Strain-Aufteilung entlang der Periadriatischen Linie, welche seit dem Oligozän eine neue Grenze der Adriatischen Platte ausbildet.

Während lateraler Extrusion im Mittleren Miozän kommt es durch eine Nordost-gerichtete Kompression T3 (Abbildung 14) zu Seitenverschiebungen und Überschiebungen. Bei T3 ist σ_1 nach Nordosten gerichtet (042/03, $\alpha_{95} = 3.8^\circ$, $n = 61$) und σ_3 ist subvertikal mit einem Trend von 312/03.

Eine signifikante Ost – West gerichtete Extension T4 (Abbildung 14) überprägt alle bisherigen Kompressionsstrukturen im Mittleren Miozän, wodurch es zu einer Orogen-parallelen Faltung der Nördlichen Kalkalpen kam. Ältere Abschiebungen von Seitenverschiebungs- und Überschiebungszonen werden reaktiviert und eine nach Osten oder Westen einfallende Abschiebung bildet sich aus. Die durchschnittliche Extensionsrichtung σ_3 ist 269/04 ($\alpha_{95} = 6.8^\circ$, $n = 55$) ausgerichtet und σ_1 ist vertikal.

Eine Ost-gerichtete Kompression T5 (Pannonium, O. Miozän) (Abbildung 14) bewirkt größtenteils eine Reaktivierung von Störungsflächen. Die Nordwest- und Nordost- gerichteten Störungen von T2b werden mit entgegengesetztem Bewegungssinn reaktiviert. Daten, in Seitenbewegungsregimen gemessen, ergeben für σ_1 eine Orientierung von 086/02 ($\alpha_{95} = 3.2^\circ$, $n = 92$) und für σ_3 356/01. Die Orientierung von σ_1 ist im gesamten Gebiet homogen.

Ost-West streichende Klüfte und Störungen zeigen eine Nord-orientierte subhorizontale Extension T6 (O. Miozän – Post-Miozän) (Abbildung 14) mit σ_3 179/02 ($\alpha_{95} = 7.1^\circ$, $n = 39$) und einem subvertikalen σ_1 . Die älteren Extensionsstrukturen von T4 werden von T6 im O. Miozän überprägt und es kommt zu einer um 90° verdrehten Extensionsrichtung.

3. GEOMAGNETISMUS UND PALÄOMAGNETISMUS

3.1. Geomagnetismus – Das Erdmagnetfeld

Die Entstehung des Erdmagnetfelds wird durch mehrere Modelle beschrieben und ist noch nicht zur Gänze erforscht. Butler (1992) und Soffel (1991) beschreiben das Erdmagnetfeld als einen geozentrischen axialen Dipol (GAD) mit einem Dipolmoment von etwa $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, bei dem das Erdmagnetfeld im inneren Erdkern durch elektrische Flüsse als selbstinduzierter Dynamo entsteht. Eine bessere Näherung an das heutige Erdmagnetfeld gibt das Modell eines geneigten, geozentrischen Dipols, welcher mit 11.5° von der Rotationsachse der Erde abweicht (Abbildung 15). Deren Durchstoßpunkte durch die Erdoberfläche nennt man geomagnetische Pole.

Das Erdmagnetfeld wird durch die erdmagnetischen Komponenten Deklination (D), Inklination (I), Totalintensität (F), geographische Nord-Komponente (X), geographische Ost-Komponente (Y), Vertikalkomponente (Z) und die Horizontalkomponente (H) beschrieben (Abbildung 15). Deklination und Inklination geben die Richtung des Erdmagnetfelds an. Die globale Verteilung dieser erdmagnetischen Komponenten wird im Internationalen Geomagnetischen Referenzfeld (IGRF) dargestellt (Soffel, 1991; Butler, 1992).

Die zeitliche Variation des Erdmagnetfelds äußert sich durch eine Wanderung der magnetischen Pole auf der Erde als auch der Nichtdipolanomalien (Säkularvariation), die zu Schwankungen der Richtung und Stärke des Feldvektors an jedem Punkt der Erdoberfläche führen. Durch magnetische Stürme oder Sonnenwinde kommt es zu Variationen des Erdmagnetfelds in Bereichen von Tagen oder Jahren. Variationen, die sich im Bereich von hunderten bis tausend Jahren abspielen, haben ihre Ursache im inneren Erdkern. Bei der Säkularvariation kommt es in solchen Zeitabständen zu Polwanderungen von 10° bis 20° . Die räumliche Variation des Erdmagnetfelds kommt durch die Dipolgeometrie des globalen Erdmagnetfeldes und lokalen Anomalien zustande (Soffel, 1991; Butler, 1992).

Sehr große Abweichungen des Erdmagnetfelds vom Zustand eines axialen geozentrischen Dipols werden als Exkursionen bezeichnet und können als nicht erfolgreiche Versuche einer

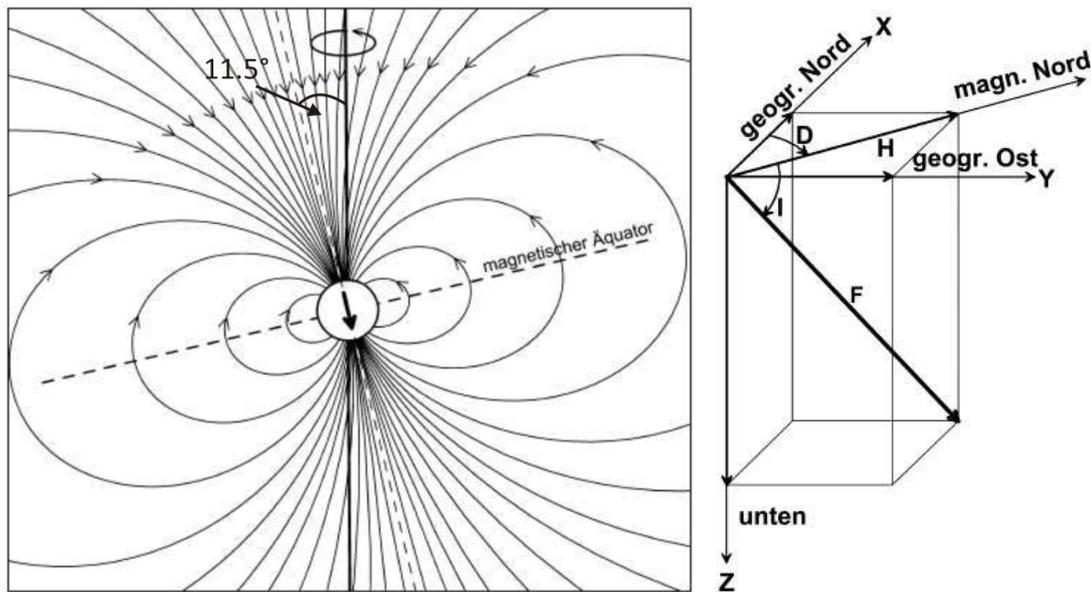


Abbildung 15: Das Erdmagnetfeld in schematischer Darstellung mit der Erde und dem im Mittelpunkt liegenden gegen die Rotationsachse geneigten Dipol (Pfeil). Der Schnitt liegt auf dem Meridian durch geographischen und magnetischen Nordpol. Die Feldlinien außerhalb der Erde zeigen auf der Nordhalbkugel in sie hinein (rechts). – Der Feldvektor für jeden Punkt der Erdoberfläche wird durch die erdmagnetischen Elemente (Vektorkomponenten) X, Y und Z mit der Horizontalkomponente H, der Totalintensität F bzw. den Winkeln der Deklination (D bzw. Dek) und Inklination (I bzw. Ink) beschrieben (links); entnommen aus Schnepp (2007).

Feldumkehr (Umpolung) gedeutet werden. Umpolungen gehen zeitlich sehr rasch vor sich in Zeiträumen von weniger als 5000 Jahren und sind nicht vorhersehbar. In weltweit synchronen Zeitmarkern können normale und inverse Polaritäten gemessen werden, wobei beide Polaritäten gleich häufig auftreten (Soffel, 1991).

3.2. Magnetische Grundbegriffe

Magnetisches Moment M

In einer Materie besitzt jedes Elektron ein spezifisches magnetisches Dipolmoment bzw. magnetisches Moment M . Die SI-Einheit des magnetischen Moments ist Am^2 . Innerhalb des magnetischen Moments stehen ein Bahnmoment (Elektronen bewegen sich auf Bahnen um den Atomkern) und ein Spinnmoment, das an seinen Drehimpuls gekoppelt ist, in Wechselwirkung miteinander. Dies ist durch die Gesetze der Quantenphysik erklärbar.

Zur Minimalisierung der Energie haben die magnetischen Momente eines Atoms die Tendenz sich weitgehend zu kompensieren. Dies geschieht dadurch, dass sie sich einerseits paarweise antiparallel zueinander oder statistisch ungerichtet anordnen (Soffel, 1991).

Magnetisierung J

Die Anzahl der resultierenden magnetischen Momente M bei einer unvollständigen Kompensation in einer Volumeneinheit wird Magnetisierung J oder auch magnetische Polarisation genannt. J ist definiert als

$$J = M/dV \quad [\text{A/m}] \quad (\text{Gleichung 1})$$

Wird durch das Anlegen eines äußeren Feldes H_a eine Magnetisierung erzeugt, so nennt man diese induzierte Magnetisierung J_i , ohne Einfluss eines äußeren Magnetfeldes spricht man von der remanenten Magnetisierung (Soffel, 1991).

Magnetische Suszeptibilität k

In magnetischen Feldern, die sich von der Intensität im Bereich des Erdmagnetfeldes befinden, ist die Magnetisierung J_i direkt proportional zum äußeren Feld H_a . Die Proportionalitätskonstante ist die Volumensuszeptibilität k , dimensionslos in SI-Einheiten:

$$J_i = k \cdot H_a \quad (\text{Gleichung 2})$$

Sie beschreibt die Magnetisierbarkeit eines Materials (Morris, 2003).

Die spezifische Suszeptibilität oder auch Massensuszeptibilität κ ist über die Volumensuszeptibilität k dividiert durch die Dichte ρ definiert (Soffel, 1991):

$$\kappa = k / \rho \quad [\text{m}^3/\text{kg}] \quad (\text{Gleichung 3})$$

Die Massenssuszeptibilität κ kommt durch den Einfluss aller Minerale in einem Material zustande, wird aber größtenteils von ferromagnetischen Mineralen dominiert (Butler, 1992).

Blockungstemperatur T_B

Das „Einfrieren“ des äußeren Feldes setzt in einem ferromagnetischen Mineral erst unterhalb der Curie-Temperatur (T_C) ein, wenn das Mineral vom paramagnetischen in den ferromagnetischen Zustand übergegangen ist (Néel, 1948). Dicht unterhalb der Curie-Temperatur sind die magnetischen Momente zunächst noch leicht beweglich. Das Blockieren der vom äußeren Feld eingeregelter Momente geschieht in einem engen Temperaturintervall unterhalb T_C . Dies wird als Blockungstemperatur (T_B) bezeichnet. Bei T_B steigt die Relaxationszeit τ plötzlich von kleinen Werten ($\tau \approx 1$ Sekunde und darunter) auf große Werte ($\tau \approx 1$ Stunde und darüber) an und eine einmal eingestellte Konfiguration der magnetischen Momente wird blockiert und bleibt bei der weiteren Abkühlung mit einem Anstieg von τ auf Werte bis zu einigen 10^8 Jahren im Wesentlichen erhalten. Die Blockungstemperatur ist stark temperaturabhängig und daher liegt T_B von SD-Teilchen (Singledomain) näher bei T_C als die von PSD- (Pseudo-singledomain) oder MD-Teilchen (Multidomain) (Soffel, 1991).

3.3. Klassifikation magnetischer Minerale

3.3.1. Diamagnetismus

Diamagnetische Stoffe enthalten keine unkompensierten magnetischen Momente, wodurch gemäß der Lenz'schen Regel bei der Wechselwirkung zwischen dem äußeren Feld H_a und den Bahnmomenten eine diesem Feld entgegengesetzte Magnetisierung induziert wird (Abbildung 16) (Soffel, 1991). Die Magnetisierung ist linear abhängig vom äußeren Feld H_a und nimmt gegen Null ab, sobald das Feld entfernt wird (Abbildung 17a) (Butler, 1992). Die Volumenssuszeptibilität ist daher sehr klein, negativ und temperaturunabhängig. Deren typische Suszeptibilitäten sind Tabelle 1 zu entnehmen. Im Prinzip ist bei allen Stoffen ein Diamagnetismus vorhanden, wird aber bei vielen Materialien durch einen sehr viel stärkeren Para- bzw. Ferromagnetismus überdeckt. Typische diamagnetische Minerale sind Quarz, Kalzit, Aragonit, Dolomit und Feldspäte. Diamagnetische Minerale spielen in der

Paläomagnetik kaum eine Rolle, doch nehmen sie Einfluss auf gesteinsmagnetische Labormessungen (Soffel, 1991).

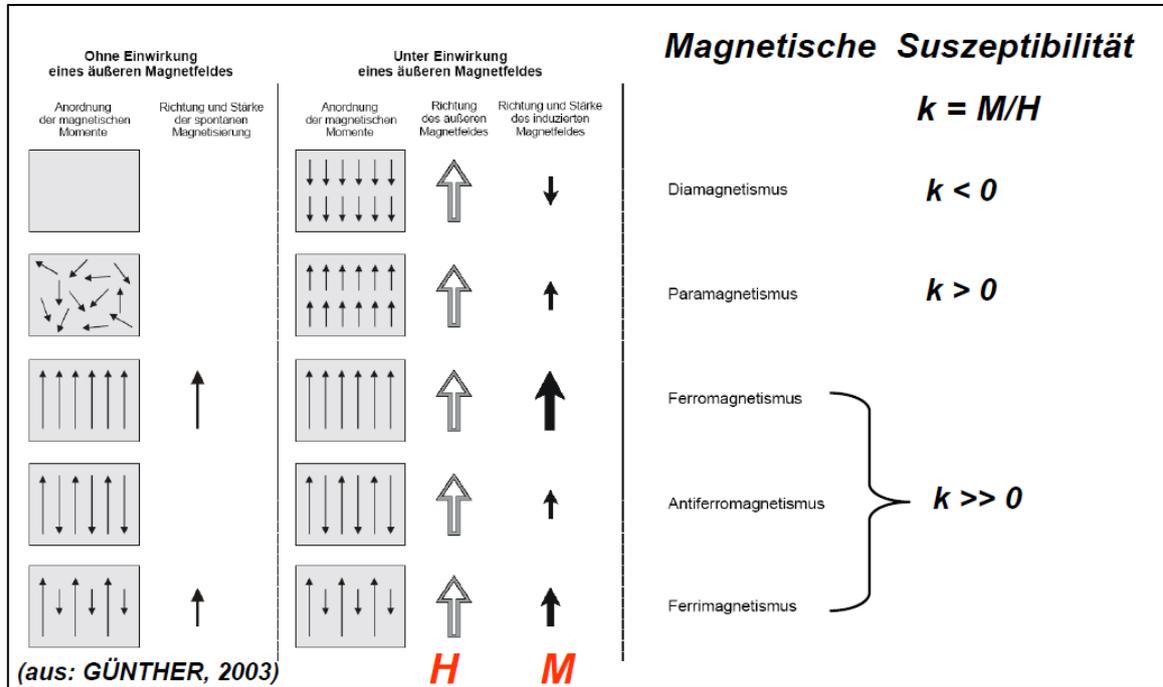


Abbildung 16: Magnetische Ordnungszustände, entnommen aus Günther (2003).

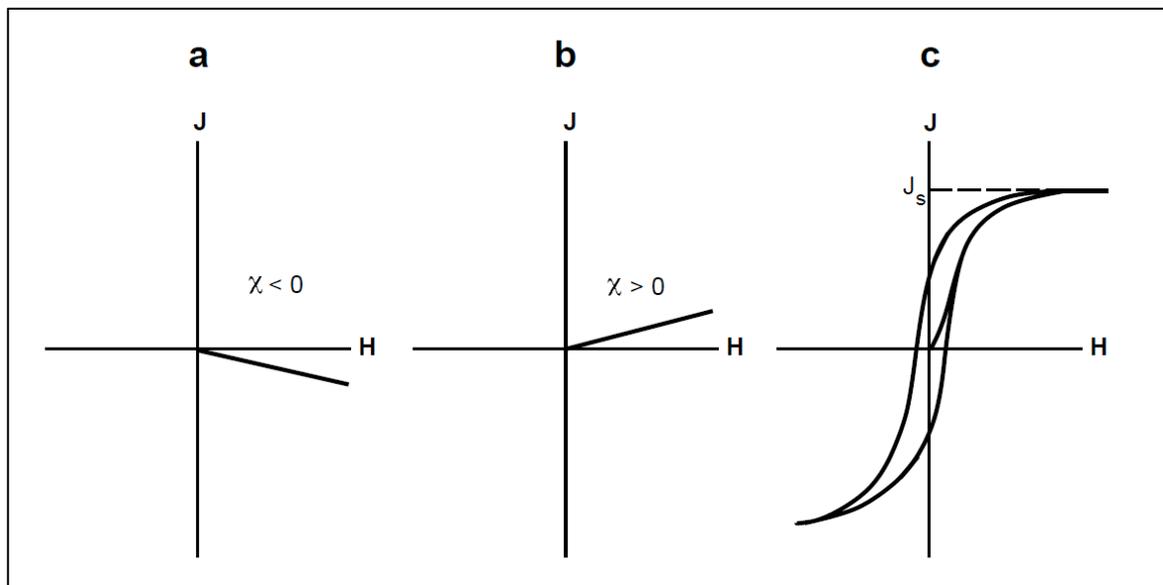


Abbildung 17: Magnetisierung J gegen äußeres Feld H_a für diamagnetische (a), paramagnetische (b) und ferromagnetische (c) Stoffe, aus Butler (1992).

Suszeptibilitäten und Anisotropieeigenschaften dia- oder paramagnetischer Minerale				
Mineral	Massensuszeptibilität ($\text{SI} \times 10^{-6}$)	P_1	T	Referenz
Paramagnetische Minerale				
Actinolith (1)	3560	1.136	-0.43	1
Actinolith (2)	6500	1.204	0.43	1
Hornblende	8920	1.665	-0.51	1
Krokidolit	333	1.098	-0.25	1
Glaukophan	787	1.205	0.10	1
Chlorit (1)	358	1.262	0.74	1
Chlorit (2)	70	1.753	0.30	1
Chlorit (3)	1550	1.302	0.26	1
Chlorit (4)	370	1.154	0.42	1
Biotit (1)	1230	1.372	0.95	1
Biotit (2)	1180	1.319	0.98	1
Biotit (3)	998	1.198	0.90	2
Biotit (4)	1290	1.361	0.99	2
Phlogobit	1178	1.310	0.95	1
Muskovit (1)	165	1.413	0.44	1
Muskovit (2)	122	1.393	0.67	1
Siderit	3980	1.565	-0.90	1
Turmalin	1690	1.005	1.00	1
Diamagnetische Minerale				
Quarz (1)	-13.4	1.01	1.0	3
Quarz (2)	-15.4	1.01	1.0	4
Kalzit	-13.8	1.11	1.0	5
Dolomit	-38.0	4.96	0.0	1
Die Nummern hinter den Mineralnamen beziehen sich auf unterschiedliche Proben. P_1 ist der Grad der Anisotropie und T ist die Form des Suszeptibilitätsellipsoids (Jelinek, 1981; Gleichungen (1.11) und (1.16); Tabelle 1.1). Die Parameter können als Richtwerte dieser Eigenschaften dieser Minerale angesehen werden, jedoch beziehen sich die Werte ausschließlich auf die untersuchten Proben. Die Mehrheit der bestimmten Werte wurde gemessen von Borradaile et al. (1987), Referenznummer: 1, gemessen mit einem Sapphire SI-2 Instrument an entweder angeordneten Kristallen oder Einzelkristallen; andere Quellen: 2, Zapletal (1990); 3, Hrouda (1986); Voight und Kinoshita (1907) entnommen von Nye (1957); und 5, Voight und Kinoshita (1907) entnommen von Owens und Rutter (1978).				

Tabelle 1: Suszeptibilitäten und Anisotropieeigenschaften dia- und paramagnetischer Minerale aus Tarling & Hrouda (1993).

3.3.2. Paramagnetismus

Atome paramagnetischer Minerale besitzen permanente magnetische Momente, da sie mehrere nicht kompensierte magnetische Spinmomente aufweisen, die untereinander nur sehr schwache Wechselwirkungen zeigen. Durch Anlegen eines äußeren magnetischen Feldes H_a tendieren die Atome dazu, sich parallel zu den Feldlinien auszurichten. Das verursacht eine schwache positive induzierte Magnetisierung, welche parallel und proportional zum äußeren Feld H_a ist (Abbildung 16). Dies führt zu einer schwachen positiven paramagnetischen Suszeptibilität k_{para} (Abbildung 17b, Tabelle 1) als Proportionalitätskonstante, welche temperaturabhängig ist:

$$J_i = k_{\text{para}} \cdot H_a \quad (\text{Gleichung 4})$$

$$k_{\text{para}} = C / T \quad (\text{Gleichung 5})$$

Dabei ist T die absolute Temperatur und C die Curie-Konstante, die für jedes Paramagnetikum einen unterschiedlichen Wert hat. Die Suszeptibilität nimmt mit steigender Temperatur gemäß dem Curieschen Gesetz ab, da die Einregelung der magnetischen Momente durch die thermische Agitation gestört wird. Bei Entfernen des äußeren magnetischen Feldes H_a verteilen sie sich wieder zufällig in alle Raumrichtungen und die Magnetisierung ist wie bei diamagnetischen Stoffen gleich Null und trägt somit keine magnetische Remanenz (Abbildung 17b). Wie viele magnetische Momente sich im Feld ausrichten, ist abhängig von der Stärke des äußeren Magnetfeldes und der Temperatur. Typische paramagnetische Minerale sind (Fe, Co, Ni)-Silikate wie Biotit, Pyrit, Siderit, Pyroxene und Amphibole (Butler, 1992; Soffel, 1991; Tipler, 1995).

3.3.3. Ferromagnetismus

Ferromagnetismus tritt auf, wenn die magnetischen Momente paramagnetischer Ionen stark miteinander in Wechselwirkung treten (Soffel, 1991). Diese Wechselwirkungen der magnetischen Momente benachbarter Atome bewirken eine parallele Ausrichtung der atomaren magnetischen Momente in kleinen Raumbereichen, welche magnetische Domänen oder Weißsche Bezirke genannt werden (Tipler, 1995). Es handelt sich dabei um eine

spontane Magnetisierung, welche auch ohne äußeres Magnetfeld erhalten bleibt (Abbildung 16) (Butler, 1992; Tipler, 1995). Innerhalb dieser Weißschen Bezirke sind alle magnetischen Momente ausgerichtet, wobei sich die Orientierung allerdings von Bezirk zu Bezirk unterscheidet. Dadurch ist im Normalfall das daraus resultierende magnetische Moment für die makroskopische Probe gleich Null. Schon ein schwaches äußeres Magnetfeld erzeugt eine Gesamtorientierung der Weißschen Bezirke, und es entsteht ein von Null verschiedenes magnetisches Moment, das parallel zum Feld gerichtet ist. Ferromagnetismus ist stark temperaturabhängig. Oberhalb einer kritischen Temperatur, Curie-Temperatur (T_C) genannt, wird die thermische Bewegung so stark, dass die Orientierung der magnetischen Momente verschwindet und das Material paramagnetisch wird (Tipler, 1995).

Der reine Ferromagnetismus, mit einer Parallelstellung aller vorhandenen nicht kompensierten magnetischen Momente, tritt nur bei Metallen wie Eisen, Kobalt und Nickel sowie bei einigen künstlich hergestellten Granaten auf, aber nicht bei gesteinsbildenden Mineralen (Soffel, 1991). Ferromagnetische Minerale nehmen große, positive Werte der magnetischen Suszeptibilität an (Abbildung 16).

Nach Butler (1992) wird der Term „Ferromagnetika“ als Überbegriff für die magnetischen Ordnungszustände Ferromagnetismus, Antiferromagnetismus und Ferrimagnetismus verwendet. Die wichtigsten natürlichen Minerale dieser Gruppe sind ferrimagnetisch.

3.3.4. Antiferromagnetismus

Der von Néel (1948) entdeckte Antiferromagnetismus ist bedeutend für gesteinsbildende natürliche Minerale. Die magnetischen Momente sind paarweise antiparallel ausgerichtet, die Summe der magnetischen Momente eines Teilvolumens sind gleich Null und ohne äußeres Feld ist keine Magnetisierung vorhanden (Abbildung 16). Ähnlich wie beim Paramagnetismus führen Dreh- und Umklappprozesse der magnetischen Domänen zu einer induzierten Magnetisierung J_i , welche parallel zum äußeren Feld H_a ausgerichtet ist, und einer positiven Suszeptibilität k_{antif} .

Typische natürliche Antiferromagnetika sind Hämatit und Goethit. Die spezifische Suszeptibilität und die Néel – Temperatur (T_n) sind in Tabelle 2 angeführt.

Antiferromagnetische Parameter sind temperaturabhängig, wobei oberhalb der für jedes Material charakteristischen Temperatur T_n (Néel-Temperatur; Tabelle 2) die Ordnung der magnetischen Momente verschwindet und das Material in den paramagnetischen Zustand übergeht. Die Suszeptibilität erreicht bei Néel – Temperatur (T_n) ein Maximum (Hopkins-Peak) und oberhalb T_n ist die Suszeptibilität gemäß dem Curie-Weißschen Gesetz temperaturabhängig (Soffel, 1991):

$$k_{\text{antif}} = C / (T + T_n) \quad C \dots \text{Curie Konstante} \quad (\text{Gleichung 5})$$

$T \dots$ absolute Temperatur

$T_n \dots$ Néel – Temperatur

Mineral	k_{spez}	T_n
Illmenit (Fe_2TiO_3)	150	55-68 K
Hämatit (Fe_2O_3)	20	950 K
Cr_2O_3	50	310 K
Ulvöspinell (Fe_2TiO_4)	100	115-120 K
Wüstit (FeO)	100	190 K

Tabelle 2: Spezifische Suszeptibilität und Néel – Temperatur von Antiferromagnetika. Die Werte der spezifischen Suszeptibilität bei Normaltemperatur können erheblich variieren und sind in den Einheiten $10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ angegeben (nach Soffel, 1991).

3.3.5. Ferrimagnetismus

Wenn die magnetischen Momente antiferromagnetischer Materialien ungleich groß sind tritt keine vollständige Kompensation der magnetischen Momente bei Abwesenheit eines äußeren Feldes H_a auf (Abbildung 16). Die Suszeptibilität k_{ferri} ist ebenso wie bei Antiferromagnetika stark temperaturabhängig und erreicht bei $T = T_c$ ein Maximum (Hopkins-Peak). Bei der Curie-Temperatur T_c wird die magnetische Ordnung zerstört, und bei weiterem Temperaturanstieg über T_c verhält sich das Material paramagnetisch und folgt dem Curie-Weißschen Gesetz (Soffel, 1991):

$$k_{\text{ferri}} = C / (T - T_c) \quad (\text{Gleichung 6})$$

Die Curie-Temperaturen sind charakteristische Materialkonstanten der Ferro(i)magnetika und können zur Identifikation der einzelnen Minerale verwendet werden (Tabelle 3) (Soffel, 1991).

Mineral	T _c	k _{spez}	Magnetische Struktur
Magnetit	578 °C	10 ⁶ ...10 ⁷	ferrimagnetisch
Titanomagnetit	-200 °C...578°C	10 ² ...10 ⁷	ferrimagnetisch
Maghemit	578 °C...675°C	10 ⁵ ...10 ⁷	ferrimagnetisch
Hämatit	675 °C	10 ² ...10 ³	antiferromagnetisch
Hämo-Ilmenit	-200 °C...675°C	10 ² ...10 ⁵	antiferrimagnetisch
Magnetkies	325°C	10 ³ ...10 ⁵	ferrimagnetisch
Goethit	110 °C	10 ³	antiferromagnetisch
Greigit	270 °C...300 °C	10 ³ ...10 ⁵	ferrimagnetisch

Tabelle 3: Einige magnetische Eigenschaften der wichtigsten Ferro(i)magnetika. Die Werte für die spezifische Suszeptibilität können erheblich variieren und sind in den Einheiten 10⁻⁸ m³kg⁻¹ angegeben. Die Curie-Temperaturen T_c sind in °C angegeben; nach Soffel, 1991.

3.4. Magnetische Korngröße

Ein Gestein besteht aus feinkörnigen ferro(i)magnetischen Mineralen, welche innerhalb einer diamagnetischen und paramagnetischen Matrix eingebettet sind. Einerseits sind die einzelnen ferromagnetischen Minerale von Interesse, andererseits sollte die gesamte Magnetisierung des Gesteins, Ferro(i)magnetika sowie Matrix, nicht außer Acht gelassen werden. Prinzipiell wird die Magnetisierung eines ferromagnetischen Minerals von verschiedenen Energien gesteuert, jedoch wird das Mineral immer den Zustand der geringsten Totalenergie anstreben. Innerhalb einer magnetischen Domäne eines sphärischen Partikels werden die atomaren magnetischen Momente als Paare magnetischer Ladung ausgerichtet und löschen sich intern aus. An den Rändern des sphärischen Partikels kommt es zu negativer und positiver Ladungsenergie. Beim Zusammenschluss mehrerer magnetischer

Domänen sinkt die magnetostatische Energie. Die einzelne magnetische Domäne besitzt eine größere Magnetisierung als die Gesamtmagnetisierung des ferromagnetischen Partikels, da sich der Prozentsatz der von magnetischer Ladung dominierter Oberfläche reduziert hat. Magnetische Körner mit einem Durchmesser $d > 10 \mu\text{m}$ beinhalten eine große Anzahl Weißscher Bezirke und werden Mehrbereichsteilchen (MD-Teilchen, Multidomain-Teilchen) genannt. Die Weißschen Bezirke werden durch Domänenwände separiert, wodurch sich magnetische Momente spiralartig durchwinden können, um auf die Korngröße bezogen eine optimale Bereichsaufteilung zur Energiereduktion zu erzielen (Butler, 1992).

Mit kleiner werdender Korngröße nimmt die Anzahl der magnetischen Domänen ab. Um eine Domänenwand aufzubauen, wird mehr Energie verbraucht, als durch die Aufspaltung des Korns in zwei Domänen magnetostatische Energie reduziert werden kann. Anstatt das Teilchen in mehrere Domänen zu unterteilen, beinhaltet unterhalb eines kritischen Korndurchmessers d_{krit} das Partikel nur noch eine magnetische Domäne. Diese Teilchen werden Einbereichsteilchen (SD-Teilchen, Singledomain-Teilchen) genannt. Der kritische Korndurchmesser ist abhängig von der Sättigungsmagnetisierung und der Wandenergie. Ferro(i)magnetika mit geringer Sättigungsenergie tendieren weniger zu Ausbildung mehrerer magnetischer Domänen, da ihre magnetostatische Energie bereits nieder ist. Hämatit mit einer Sättigungsenergie von 2 Gauss verhält sich als SD-Teilchen bis zu einem Durchmesser von $15 \mu\text{m}$. Die Sättigungsmagnetisierung von Magnetit ist viel größer, somit sind nur sehr feinkörnige Magnetitminerale SD-Teilchen. SD-Teilchen sind sehr effektive Träger der remanenten Magnetisierung (Butler, 1992).

SD-Teilchen mit geringer Relaxationszeit werden als superparamagnetisch (SP-Teilchen) bezeichnet. Ein SP-Teilchen ist ferromagnetisch mit einer stärkeren Magnetisierung, die allerdings sehr instabil ist und schnell gegen Null geht, sobald das äußere Feld entfernt wird. SP-Teilchen verhalten sich ähnlich wie paramagnetische Komponenten (Butler, 1992).

Unter Pseudo-Einbereichsteilchen (PSD-Teilchen) versteht man Teilchen mit nur wenigen Bereichen ($n=2$ bis $n=8$). Diese zeigen magnetische Eigenschaften, welche zwischen den Einbereichsteilchen und den großen Mehrbereichsteilchen liegen (Soffel, 1991).

3.5. Magnetische Parameter - Hystereseschleife

Magnetische Kenngrößen der Paläo- und Gesteinsmagnetik werden am besten durch die idealisierte Hystereseschleife (Abbildung 18) beschrieben, welche den charakteristischen Verlauf der Magnetisierung eines ferromagnetischen Minerals bei einem sich verändernden äußeren Feld H_a darstellt. Ausgehend vom unmagnetischen Zustand ($J = 0$ bei $H_a = 0$) erfolgt bei kleinen äußeren Feldern zunächst ein zu H_a proportionaler Anstieg von J . Die Steigung dieser Kurve im Ursprung ist durch das Verhältnis J/H_a gegeben und stellt die sogenannte Anfangsuszeptibilität k_a dar (Soffel, 1991). Bei einem Anstieg von H_a von Null kommt es bei der Magnetisierung zunächst zu einem linearen Kurvenverlauf. Wenn H_a zu diesem Zeitpunkt des Verlaufs entfernt wird, ist der Prozess reversibel und die Magnetisierung geht zurück auf null (McElhinny & McFadden, 2000). Die Steigung dieser Kurve nimmt bei steigendem äußerem Feld zunächst zu, um dann bei starken Feldern immer weiter abzuflachen. Diesen Kurvenabschnitt bei $H = 0$ beginnend nennt man die Neukurve (NK) (Soffel, 1991).

Wenn H_a bei größerer Steigung auf null reduziert wird, ist der Vorgang nicht mehr reversibel und es bleibt eine isothermale remanente Magnetisierung (IRM) erhalten (McElhinny & McFadden, 2000). Die Steigung an einem beliebigen Punkt der Neukurve nennt man die differentielle Suszeptibilität k_{diff} . Die Magnetisierung J geht bei sehr hohen Feldstärken in die Sättigungsmagnetisierung J_s , die bei der Sättigung maximal erreichbare Magnetisierung, über. Die notwendige Stärke des äußeren Feldes zur Sättigung eines Ferromagnetikums ist materialspezifisch und kann für diagnostische Zwecke verwendet werden (Soffel, 1991).

Verringert man das äußere Feld auf null von J_s ausgehend, stellt sich eine Sättigungsremanenz (J_r bzw. SIRM) ein (McElhinny & McFadden, 2000). Man erhält keinen reversiblen Verlauf der Magnetisierung entsprechend der Neukurve (Soffel, 1991).

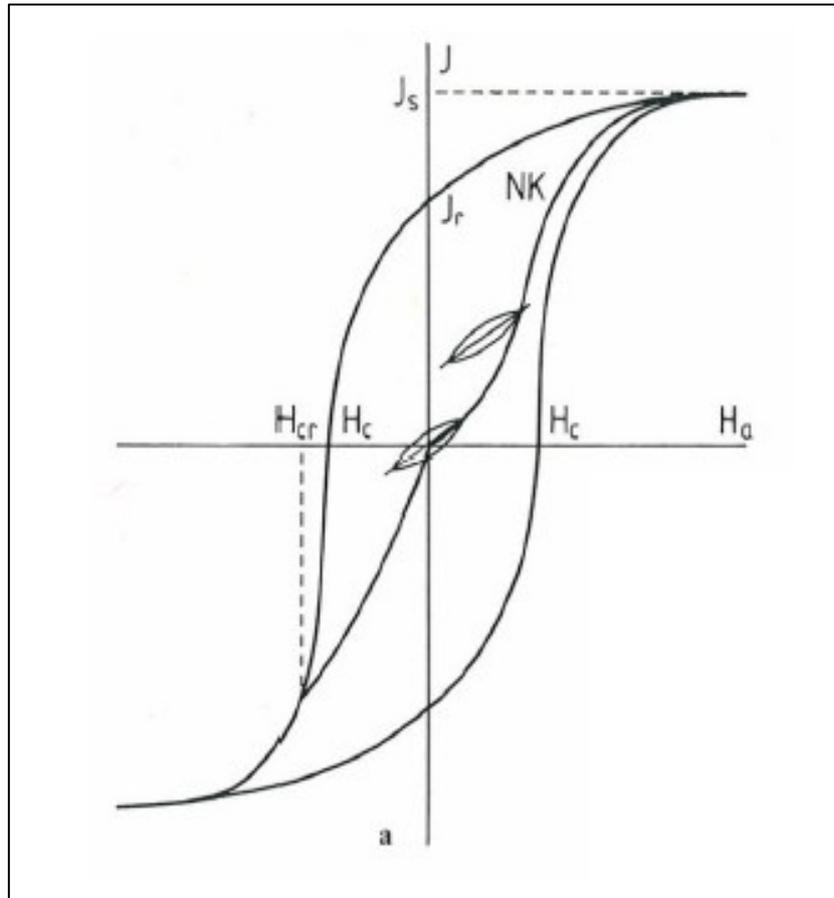


Abbildung 18: Hystereseschleife und Definition magnetischer Kenngrößen. **a** Idealisierte Hystereseschleife; J Magnetisierung; H_a äußeres Magnetfeld; J_s Sättigungsmagnetisierung; J_r bzw. SIRM remanente Magnetisierung; H_c Koerzitivkraft oder Koerzitivfeldstärke; H_{cr} Remanenzkoerzitivkraft; NK Neukurve; Rayleighschleife an einem Punkt der Neukurve. Die Suszeptibilität k ist das Verhältnis J/H , die Anfangsuszeptibilität ist die Suszeptibilität beim Beginn der Neukurve; aus Soffel (1991).

Um zur Magnetisierung $J = 0$ zu gelangen, muss ein zur ursprünglichen Feldrichtung antiparalleles Gegenfeld („Backfield“ (McElhinny & McFadden, 2000)) angelegt werden. Dieses Feld nennt man die Koerzitivfeldstärke oder Koerzitivkraft H_c . Eine weitere Steigerung der Stärke des Feldes in der Gegenrichtung führt wieder in den Zustand der Sättigung ($J = -J_s$). Reduziert man das Feld wieder auf null, so wird wiederum eine Remanenz J_r - dieses Mal in Gegenrichtung erzeugt (Soffel, 1991).

Als Remanenzkoerzitivkraft H_{cr} wird die Stärke jenes Gegenfeldes bezeichnet, welches bei einer vollständigen Reduktion des äußeren Feldes zum Erreichen des Wertes 0 für die remanente Magnetisierung J_r (bzw. SIRM) benötigt wird (Soffel, 1991).

3.6. Typen der remanenten Magnetisierung

Natürliche remanente Magnetisierung NRM

Die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) ist eine remanente Magnetisierung, welche in einem Gestein vorliegt, bevor es im Labor behandelt wurde. Ferromagnetische Komponenten, hauptsächlich Eisenoxide und einige Eisensulfide, kommen in sehr geringen Gehalten in fast jedem Gestein, Böden, Staubablagerungen und sogar in lebenden Organismen vor und sind die Träger der NRM. Das Erdmagnetfeld sowie geologische Prozesse während der Gesteinsbildung sind ausschlaggebend für die aufgeprägte NRM, weshalb sich die NRM aus mehreren verschiedenen Remanenztypen zusammensetzt. Unterschieden wird zwischen der primären NRM, zu welcher jene remanenten Magnetisierungen zählen, die während der Gesteinsbildung die Remanenz der Ferro(i)magnetika beeinflusst haben: die Thermoremanente Magnetisierung (TRM), die Chemische Remanenz (CRM), die Sedimentationsremanenz (DRM) und die sekundäre Remanenz, bei der es zu Veränderungen der Ferro(i)magnetika kam, z.B. durch Blitzschlag (Butler, 1992). Ausschlaggebend ist, dass bei der Bildung unterschiedlicher Remanenztypen verschiedene Korngrößen und damit Koerzitivkraftbereiche beziehungsweise Blockungstemperaturen der Ferro(i)magnetika erfasst werden (Soffel, 1991).

Thermoremanente Magnetisierung TRM

TRM entsteht, wenn ein magnetisches Mineral von oberhalb der Curie-Temperatur im Erdmagnetfeld oder einem künstlich im Labor erzeugten Magnetfeld abkühlt. Die magnetischen Momente des abkühlenden geologischen Körpers regeln sich parallel zu den Feldlinien des äußeren Magnetfeldes ein, und die Intensität der Remanenz ist dem äußeren Feld proportional. TRM ist sehr stabil und eignet sich zur Messung der Paläorichtung und Bestimmung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes (Soffel, 1991).

Während der Aufprägung der TRM ist das Volumen eines SD-Korns konstant, aber die Relaxationszeit τ steigt während des Abkühlungsprozesses an, da H_C und J_S ansteigen, wenn die Temperatur sinkt (Butler, 1992).

Chemische Remanenz CRM

Chemische Prozesse, welche ferromagnetische Minerale unterhalb ihrer Blockungstemperatur in einem äußeren Feld bilden, führen zu einer Chemischen Remanenz (CRM). Dabei wird das äußere Feld während Alterationen von bereits existierenden Mineralen (können bereits ferromagnetische Minerale sein) zu ferromagnetischen Mineralen oder Ausfällung von ferromagnetischen Mineralen aus Lösungen aufgeprägt. Während der Aufprägung der CRM ist die Temperatur sowie H_C und J_S konstant, jedoch kommt es zu einem Anwachsen der Korngröße bis zu ihrem Blockungsvolumen. Beim Erreichen des Blockungsvolumens nimmt die Relaxationszeit zu und die Körner gehen vom superparamagnetischen in den Singledomain Zustand über (Butler, 1992). Eine CRM bildet sich häufig bei angewitterten oder verwitterten Gesteinen, chemisch gebildeten Sedimenten oder Niedrigtemperaturmetamorphose (unter T_C) aus, wird dort durch die Minerale Hämatit, Magnetit, Maghemit, Titanomaghemit, Goethit getragen (Soffel, 1991).

Sedimentationsremanenz DRM

Wenn kleine ferromagnetische Teilchen in ruhigem Wasser bei Anwesenheit eines äußeren Feldes H_a unter Einfluss von Strömung und Schwerkraft sedimentieren, werden sie durch die einregelnde Wirkung von H_a so abgelagert, dass ihre magnetischen Momente prinzipiell parallel zum äußeren Feld gerichtet sind. Oblate Partikel legen sich jedoch bevorzugt flach auf die Sedimentationsoberfläche und verfälschen somit die Inklination zu kleineren Werten hin. Dieser geographische Inklinationsfehler beträgt jedoch meist nicht mehr als 10° (Soffel, 1991).

Postsedimentationsremanenz PDRM

Nur grobkörnige ferromagnetische Partikel werden meist bei der Sedimentation in Gewässern sofort nach ihrer Einregelung durch das Erdmagnetfeld mechanisch fixiert. Kleinere Komponenten werden durch thermische Agitation oder durch Wasserzirkulation im Porenraum in Bewegung gehalten. PDRM wird erst durch Konsolidierung des Porenraums durch Kompaktion oder im Zuge der Diagenese des Sediments aufgeprägt. Somit erhält man eine Remanenz, welche sich erst einige Zeit nach der Ablagerung ausgebildet hat. DRM ist stets jünger und je nach Sedimentationsrate kann ein Zeitintervall von hundert bis einigen

tausend Jahren pro Zentimeter Sediment dazwischen liegen. Im Gegensatz zur DRM zeigt die PDRM keinen Inklinationsfehler (Soffel, 1991).

Viskose Remanenz VRM

Diese Art der Remanenz wird aufgeprägt, indem man einen geologischen Körper über einen längeren Zeitraum einem schwachen äußeren Feld H_a , z.B. dem Erdmagnetfeld, aussetzt. VRM ist proportional zum Logarithmus der Zeit (t) und wird bei paläomagnetischen Messungen eher als Störsignal angesehen. Durch Aufbewahrung in einem Nullfeld oder durch Abwarten, bis sich die NRM stabilisiert hat, kann man die VRM reduzieren (Soffel, 1991).

Isothermale Remanenz IRM

Die Isothermale Remanenz (IRM) wird in starken Feldern H_a , meist werden diese in einem Labor erzeugt, während kurzer Zeit bei Normaltemperatur aufgebaut. IRM ist parallel aber nur näherungsweise proportional zu H_a und kann aus Gesteinsproben mit Wechselfeldern H_{ent} , deren Größen etwa gleich H_a sind, entfernt werden. Die maximale Remanenz, welche erreicht werden kann, nennt man Sättigungsremanenz (SIRM) und ist stets kleiner als die Sättigungsmagnetisierung J_s . Das Verhältnis $SIRM/J_s$ hängt von der Koerzitivkraft der ferromagnetischen Minerale und ihrer Korngröße ab. Dieses bedingt wiederum die Form der Hysteresekurve. IRM Kurven werden zur Mineralidentifikation und für Rückschlüsse auf den Domänenzustand genutzt. In der Natur wird Gesteinen durch einen Blitzschlag eine IRM aufgeprägt (Soffel, 1991; Butler, 1992).

Charakteristische Remanenz ChRM

Die Charakteristische Remanenz bezeichnet eine für eine Gesteinsprobe oder für ein bestimmtes Problem typische Remanenz. Ein solches Problem könnte eine CRM im Zusammenhang mit einer Metamorphose oder die CRM, die bei der Rotfärbung von Sandsteinen gebildet wurde, oder die DRM beziehungsweise PDRM von Kalken der pelagischen Fazies, die bei der Diagenese entstanden, sein. Durch analytische Vorgehensweise kann die ChRM definiert und mit der NRM verglichen und davon reduziert werden (Soffel, 1991).

Anhysteretische Remanenz ARM

Die ARM ist kein Teil der NRM sondern in ihren Eigenschaften der TRM sehr ähnlich. Zur Erzeugung der ARM benötigt man ein magnetisches Wechselfeld H_{ent} , dessen Maximalamplitude größer sein soll als die maximale Koerzitivkraft $H_{c,max}$ der ferromagnetischen Komponente. Das Wechselfeld wird langsam auf null heruntergeregelt. Wenn die Probe dabei einem kleineren konstanten magnetischen Feld H_a ausgesetzt ist, entsteht die Anhysteretische Remanenz. Diese ist proportional und parallel zu H_a .

3.7. Magnetisches Gefüge – Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität

Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) beschreibt die Eigenschaft eines Materials, v.a. ferromagnetische und paramagnetische Einkristalle, bei identischen äußeren Feldern unterschiedliche Intensitäten der induzierten Magnetisierung in verschiedene Raumrichtungen auszubilden. Die AMS repräsentiert somit die statistische Anordnung flacher oder längs gestreckter magnetischer Minerale (Morris, 2003).

Der AMS – Tensor zweiten Ranges wird als magnetisches Suszeptibilitätsellipsoid mit dessen Hauptachsen $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ ($k_{max} \geq k_{int} \geq k_{min}$) definiert. Diese drei Achsen repräsentieren die Suszeptibilität der maximalen, intermediären und minimalen Eigenvektoren der untersuchten Probe (Abbildung 19). Wenn $k_1 = k_2 = k_3$ ist das Ellipsoid sphärisch und die Probe hat eine isotrope magnetische Suszeptibilität. Wenn $k_1 \approx k_2 > k_3$, nimmt das Ellipsoid eine oblate Form (scheibenförmig) an (Abbildung 19c). Bei einem prolaten Ellipsoid (zigarrenförmig) verhalten sich die Achsen $k_1 > k_2 \approx k_3$ (Abbildung 19b). Oblate Ellipsoide der AMS treten vor allem bei Sedimentgesteinen und Gesteinen mit einer signifikanten Foliation auf, wobei k_1 und k_2 in der Ebene der Schichtung bzw. Schieferung und Foliation liegen und k_3 normal darauf steht. Prolate Ellipsoide der AMS sind hauptsächlich bei Laven und strömungsbeeinflussten Sedimenten zu beobachten, wobei k_1 parallel zum Paläofließgefüge eingeregelt ist (Morris, 2003; Tarling und Hrouda, 1993). Signifikante AMS kann Gesteinen auch während der Deformation aufgeprägt werden. Dies kann zur Korrelation und weiterführenden Informationen der Orientierung des Strainellipsoids verwendet werden (Morris, 2003;

Borradaile & Henry, 1997). Die mittlere Suszeptibilität k_{mean} ist das arithmetische Mittel der drei Hauptachsen (Nagata, 1961):

$$k_{\text{mean}} = (k_{\text{max}} + k_{\text{int}} + k_{\text{min}}) / 3 \quad (\text{Gleichung 7})$$

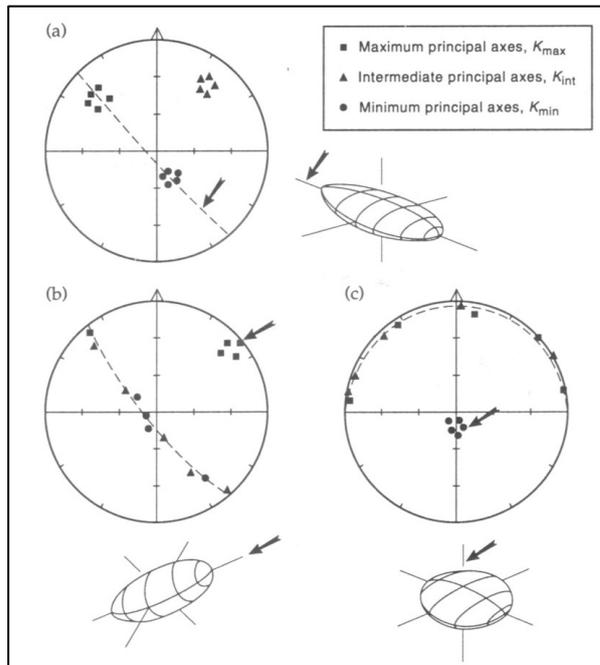


Abbildung 19: AMS Strukturellipsoide, aufgetragen sind in stereographischer Projektion Deklination und Inklination der Hauptachsen des Ellipsoids; die maximale Hauptachse k_1 (k_{max}) ist als Quadrat, die intermediäre Hauptachse k_2 (k_{int}) als Dreieck und die minimale Hauptachse k_3 (k_{min}) als Kreis abgebildet; (a) bei einem triaxialen Ellipsoid bilden die drei Hauptachsen Cluster aus; (b) bei prolaten Gefügen bildet k_1 ein Cluster und k_2 und k_3 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises; (c) bei einer oblaten AMS kommt es bei k_3 zu einer Clusterbildung und k_1 und k_2 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises aus Tarling & Hrouda (1993).

Um eine Aussage über die bei Raumtemperatur gemessene Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) treffen zu können, werden verschiedene Parameter, unter anderem die Foliation und Lineation, untersucht, wobei die magnetische Foliation über das Verhältnis $F=k_2/k_3$ und die magnetische Lineation über $L=k_1/k_2$ definiert werden. Diese Eigenschaften können in einem Flinn-Diagramm dargestellt werden (Flinn, 1962). Nach Jelinek (1981) wird die Form des Strainellipsoids mittels des Parameters T („shape parameter“) beschrieben. Ebenso wurden für die Untersuchungen der Anisotropiegrad P und der korrigierte Anisotropiegrad P_j ermittelt. Der Parameter P_j basiert auf logarithmischen Werten der Suszeptibilität, da dieser magnetischen Eigenschaft eine logarithmische Normalverteilung zugrunde liegt. Die Parameter T , P und P_j werden wie folgt definiert (Jelinek, 1981):

$$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3) \quad (\text{Gleichung 8})$$

$$P = k_1 / k_2 \quad (\text{Gleichung 9})$$

$$P_j = \frac{\exp\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}}{\eta_m} \quad (\text{Gleichung 10})$$

$$\text{wobei } \eta_1 = \ln(k_1); \eta_2 = \ln(k_2); \eta_3 = \ln(k_3); \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$$

Oblate Gefüge haben positive T Werte bis $T = +1$ und prolate Gefüge haben negative Werte bis $T = -1$. Bei $T = 0$ hat das magnetische Gefüge eine triaxiale Form und ist neutral, d.h. weder prolat noch oblat (Soffel, 1991).

Nach Soto et al. (2009) haben magnetische Gefüge mit klarer oblater Form einen T Wert > 0.7 , mit oblater bis triaxialer Form liegt T zwischen 0.3 und 0.7, bei triaxialem Gefüge schwankt T zwischen -0.1 und 0.3 und bei prolater Form ist T kleiner -0.1.

3.7.1. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und Strain

Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) ist ein guter Indikator für Prozesse bei der Entstehung der Gesteine und von später abgelaufenen Vorgängen in Zusammenhang mit einer mechanischen Deformation, eventueller Mineralneubildung, einer Metamorphose oder um die Deformation und den Spannungszustand des Gebirges quantitativ zu erfassen (Soffel, 1991).

Die tektonische Entwicklung von Falten- und Überschiebungsgürteln kann mittels stufenweiser Änderung des Strains und der AMS nachvollzogen werden. Dabei kommt es zu einem Anstieg des korrigierten Anisotropiegrads P_j vom undeformierten Hinterland bis hin zu stärker deformierten Bereichen näher am Orogen (Borradaile & Henry, 1997).

Die bei Raumtemperatur gemessene AMS basiert auf der Reaktion der paramagnetischen und ferromagnetischen Minerale des gesamten Gesteins auf die induzierte Magnetisierung. Die Kornform hat mehr Einfluss auf die Orientierung des Suszeptibilitätstensors als die

Gittersymmetrie der Minerale. Die prinzipiellen Strain-Richtungen ($X \geq Y \geq Z$) sind mit den Hauptachsen des Strainellipsoids korrelierbar. Es wird angenommen, dass diese den Suszeptibilitätshauptachsen ($k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$) entsprechen. Eine systematische Korrelation der Hauptstressrichtungen ist meist nicht gegeben, jedoch können die Hauptstrainrichtungen identifiziert werden. Allgemein ist k_{\max} parallel zu X (Lineation) und k_{\min} parallel zu Z (senkrecht zur Foliation). Meist wird die AMS von Magnetit aufgenommen, jedoch können auch andere Remanenzträger einen Beitrag zur AMS leisten (Borradaile & Henry, 1997).

Primäre sedimentäre magnetische Gefüge

Primäre Gefüge von Sedimenten werden während deren Ablagerung bis hin zur Diagenese erworben, wobei physikalische und chemische Prozesse nach der Ablagerung eine große Rolle spielen. Gravitation und hydrodynamische Kräfte kontrollieren das primäre sedimentäre Gefüge, wodurch die Größe, Form und Masse des detritären Korns sowie die Strömungskraft des Transportmediums Einfluss haben. Ebenso hat das schwache Erdmagnetfeld einen Einfluss auf magnetische Minerale kleiner $1 \mu\text{m}$ und deren Einregelung nach der Ablagerung. Bei der Sedimentation in ruhigem Gewässer werden die flachen Mineralkörner durch die Gravitation in die Sedimentationsebene oder Schichtungsebene eingebettet. Auch die Mehrheit der länglichen Minerale (prolate Minerale) wird mit ihrer längsten Achse in der Schichtungssebene abgelagert. Dies führt zu einem eindeutigen oblaten Gefüge, bei dem k_{\max} und k_{int} auf die Sedimentationsebene (Foliation) beschränkt sind und k_{\min} senkrecht auf die Sedimentationsebene steht. Bei einer horizontalen Ablagerung ist das Gefüge gänzlich lamellar und hat keine überlagerte Lineation. Bei geneigten Flächen tendieren prolate Körner dazu, den Hang hinabzurollen und Rutschungen können entstehen. Welche Kornfraktion betroffen ist, hängt davon ab, wie prolat die Körner sind, von der Neigung des Hanges und der Oberflächenbeschaffenheit der Ablagerungsfläche. Das Gefüge ist ebenso dominant oblat, jedoch bildet sich parallel zur Schichtung eine überlagerte Lineation aus, welche normal auf die maximale Hangneigung steht, z.B. entlang des Streichens. Ähnliche Gefüge entstehen beim Einfluss hydraulischer Kräfte, jedoch ist die Gravitation dominant und die Wasserströmung in den unteren paar Zentimetern der Wassersäule kaum beeinflusst von den Strömungen im oberen Bereich der Wassersäule (Tarling & Hrouda, 1993).

Die meisten Karbonatgesteine haben größtenteils subhorizontale magnetische Foliation und teilweise gut ausgeprägte magnetische Lineation (McCabe et al., 1985), was darauf hindeutet, dass deren magnetische Gefüge von der Strömung während der Akkumulation ähnlich beeinflusst werden wie jene von klastischen Sedimenten. Paramagnetische Minerale sind teilweise Träger der magnetischen Gefüge, jedoch ist die magnetische Remanenz in fossilreichen Sedimenten eines Kontinentalrandes, welche unter sub-oxischen Bedingungen gebildet wurden, im biogen gebildeten Magnetit ebenso erhalten geblieben (Johnson et al., 1975; Hesse & Stolz, 1999). Magnetotaktische Bakterien (Abbildung 20) sind Mikroorganismen, welche sich parallel nach den Feldlinien des Erdmagnetfeldes ausrichten (Blackmore, 1982), da sie starke magnetische Partikel wie Magnetit und Greigit in ihren Zellen ausbilden. Diese fossilen bakteriellen Magnetosome sind in unterschiedlichen sedimentären Ablagerungsräumen nachgewiesen worden (Maher & Thompson, 1999). Solange die Bakterien leben, ist der biogene Magnetit als Kette aus SD-Teilchen ausgebildet. Nach Absterben der magnetotaktischen Bakterien brechen die Ketten auf und die einzelnen Körner werden im Sediment verteilt. Nach der Ablagerung kommt es während der Kompaktion im Zusammenhang mit Fluiden zu weiteren Veränderungen des magnetischen Gefüges durch Bioturbation und Diagenese (Tarling & Hrouda, 1993).



Abbildung 20: Magnetotaktisches Bakterium, im Inneren ist eine Kette von Magnetosomen sichtbar, welche aus Magnetit besteht (Fassbinder et al., 1990).

Magnetische Gefüge in niedrig-gradig metamorphen Sedimenten

Strain äußert sich prinzipiell in der Änderung der Form des Suszeptibilitätsellipsoids aufgrund von überlagerter Spannung. Bei Gesteinen im anchimetamorphen Bereich ist eine Deformation kaum visuell sichtbar, jedoch kann das primäre sedimentäre magnetische Gefüge durch regionale Tektonik überprägt worden sein. Dies geschieht durch mechanische Rotation der Minerale bei geringem hydrostatischen Druck. Das erste Anzeichen für Deformation ist die Abweichung der magnetischen Lineation von der Paläoströmung in Richtung der maximalen Dehnung, z.B. senkrecht auf die Richtung der Kompression. Ebenso kommt es zu einer Reduktion der Planität des Gefüges, der Parameter T und die Totalanisotropie sinkt, sofern es sich um eine schichtungsparallele Kompression handelt. Bei steigendem Strain weicht die magnetische Foliation von der Schichtungsebene ab und bildet einen Großkreis parallel zur Kompressionsrichtung und normal auf die maximale magnetische Lineation (Tarling & Hrouda, 1993).

Es wurden bereits einige Studien von magnetischen Gefügen und deren Zusammenhang mit Strain durchgeführt (z.B. Borradaile & Henry, 1997; Borradaile, 2001; Debacker et al., 2009; Evans et al., 2003; Kanamatsu & Herrero-Bervera, 2006; Oliva-Urcia et al., 2009; Parés et al., 1999; Sagnotti et al., 1999; Soto et al., 2009). Basierend auf den Resultaten bei Tonschiefern von Parés et al. (1999) werden verschiedene Stadien der Textur des Gesteins und das dazugehörige magnetische Gefüge definiert (Abbildung 21). Bei den dabei untersuchten Gesteinen dominieren Phyllosilikate die AMS, welche je nach Intensität der Deformation sich neu einregeln.

Im undeformierten Zustand (primäres sedimentäres magnetisches Gefüge) sind oblate Gefüge signifikant. Dabei bildet k_{\min} einen Cluster im Pol der Schichtungsfläche und k_{\max} und k_{int} streuen innerhalb der Schichtfläche (Abbildung 21 – Undeformed). Während der Eingangsphase der Deformation kommt es durch die Spannung und Deformation im Gestein zu einer Rotation der Mineralkörner, welche sich innerhalb der Schichtfläche mit ihrer längsten Achse senkrecht auf die Richtung der Einengung einregeln. Die maximale Suszeptibilitätsachse beginnt sich zu einem Cluster zu gruppieren, wobei k_{\min} weiterhin im Pol der Schichtungsfläche ruhen bleibt. Im Übergangsbereich von oblatem zu triaxialem Gefüge reduziert sich die Streuung von k_{\max} und k_{int} in der Schichtungsfläche und die beiden

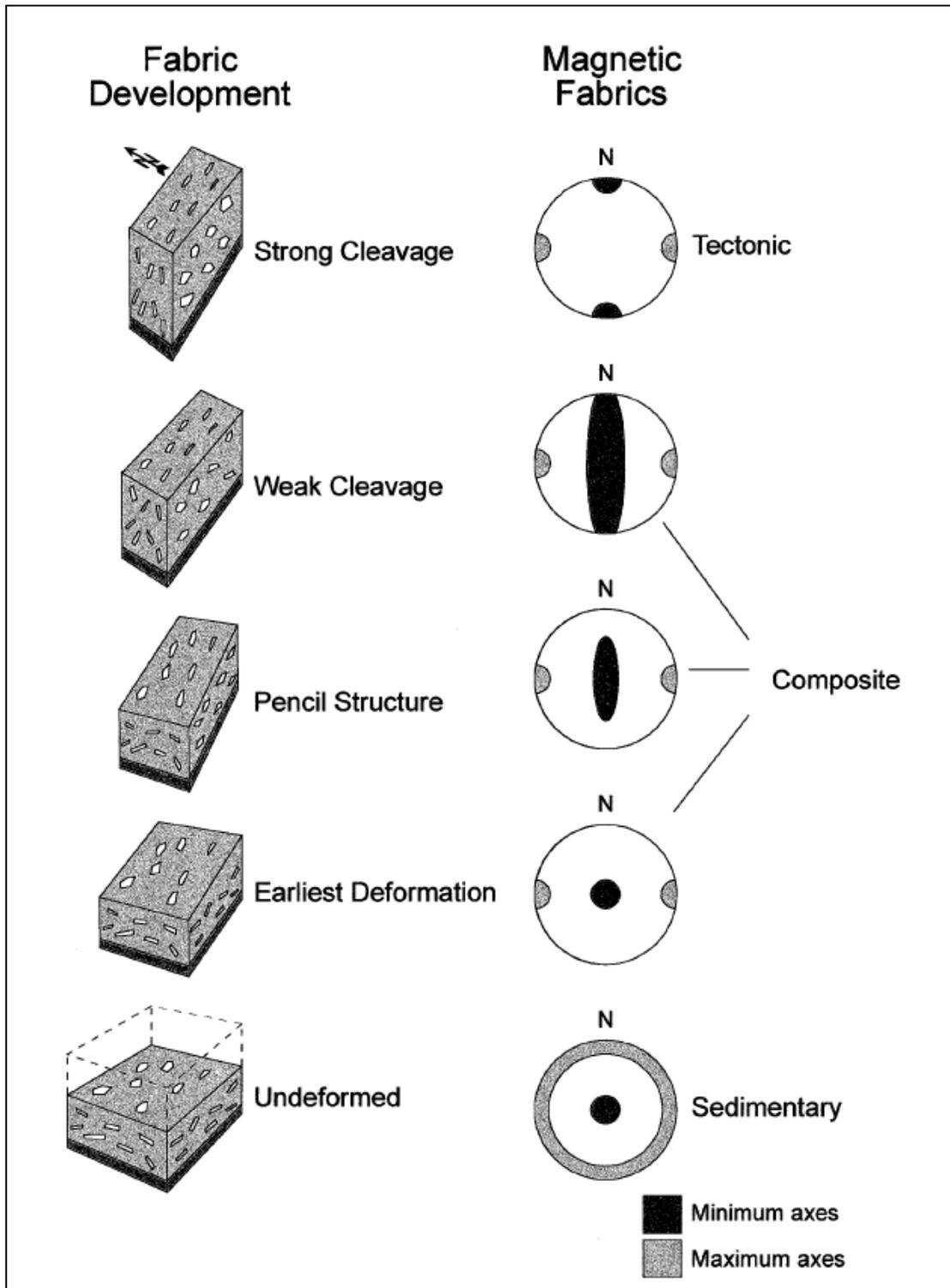


Abbildung 21: Sequenzen der Gefügeänderungen bei Tonschiefern und deren dazu assoziiertes magnetisches Gefüge (Bedding – korrigiert abgebildet). Die magnetischen Gefüge werden durch die maximale und minimale Suszeptibilitätsachse charakterisiert; aus Parés et al. (1999) (Gesteinstextur abgeändert nach Ramsay & Huber (1983)).

Suszeptibilitätsachsen beginnen sich senkrecht aufeinander zu gruppieren. (Abbildung 21 – Earliest Deformation). Dadurch entwickelt sich eine schwache jedoch statistisch signifikante magnetische Lineation, die permanent bei der Deformation des oblaten Gefüges zu einem triaxialen Gefüge und schlussendlich zu einem prolaten Gefüge ansteigt (Soto et al., 2009). Bei prolaten Gefügen ist bereits eine gut definierte Lineation gegeben, k_{\max} bildet in den Schichtflächen Cluster aus und k_{\min} beginnt entlang eines Großkreises normal auf k_{\max} parallel zur Einengungsrichtung zu streuen. Es handelt sich dabei um eine Kombination aus sedimentärem und tektonischem Gefüge, wobei k_{\max} parallel zur Lineation der Einengungsebene und Schichtfläche ist (Abbildung 21 – Pencil Structure). Je größer die Strain-Rate wird, desto besser regeln sich k_{\min} und k_{int} entlang eines Großkreises bei prolaten Gefügen ein. In diesem Stadium sind bereits erste Anzeichen einer Schieferung makroskopisch im Aufschluss erkennbar (Abbildung 21 – Weak Cleavage). Bei ausgeprägter Schieferung bildet k_{\min} einen Cluster normal auf die Schieferungsfläche (Abbildung 21 – Strong Cleavage) (Borradaile & Henry, 1997; Parés et al., 1999).

Wie bei Tonschiefern setzt sich die magnetische Anisotropie bei Karbonatgesteinen ebenso aus allen magnetischen Phasen (diamagnetisch, paramagnetisch und ferromagnetisch) zusammen. Suszeptibilitäten geringer als 500×10^{-6} SI deuten darauf hin, dass die Form des Suszeptibilitätsellipsoid überwiegend von Paramagnetika dominiert wird und Ferromagnetika eine untergeordnete Rolle spielen. Jedoch haben Magnetit – Minerale eine sehr große Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und in Abhängigkeit von deren Korngrößen tragen sie zur Form des Suszeptibilitätsellipsoids bei (Tarling & Hrouda, 1993).

4. METHODEN

4.1. Probennahme

Probenzylinder wurden nach paläomagnetischem Standard mit einer durch Wasser gekühlten Handbohrmaschine mit Benzinmotor im Jahre 2001 und 2002 genommen und mit einem Magnetkompass nach dem Britischen System orientiert (Abbildung 22). Die Handbohrmaschine hat einen diamantbesetzten Hohlbohrer mit einem Innendurchmesser von 2,5 cm. Mittels Diamantsäge wurden die Probenzylinder im Paläomagnetik Labor der Universität Leoben auf eine Länge von circa 2,2 cm geschnitten, um das Standardvolumen von 10 cm^3 zu gewährleisten.

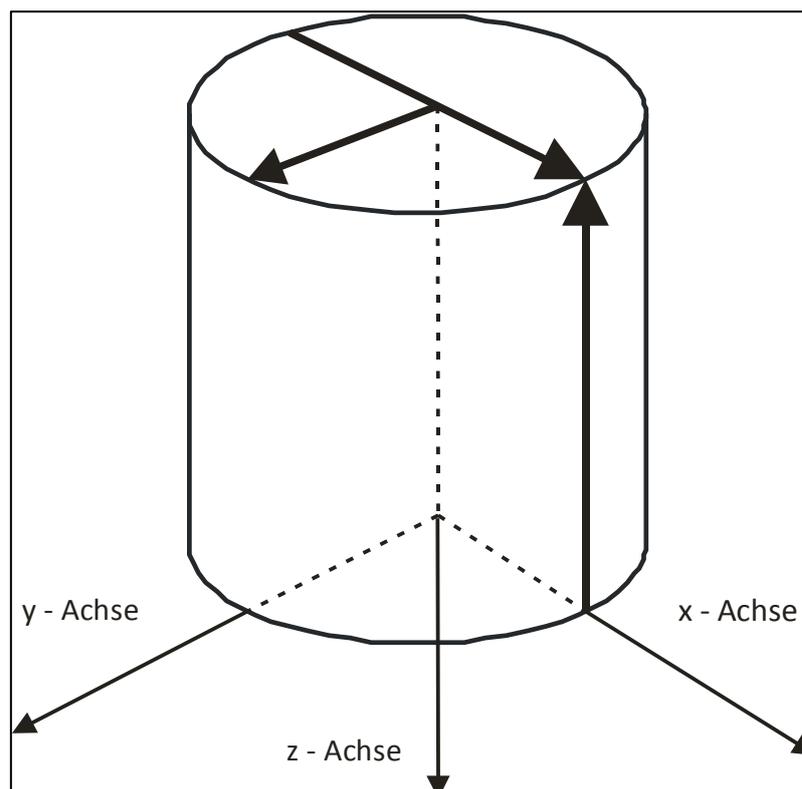


Abbildung 22: Probenbeschriftung, Orientierung der Proben nach dem Britischen System

4.2. Laborarbeiten

Alle Messungen wurden im Petrophysik- und Paläomagnetik Labor der Universität Leoben durchgeführt. Petrophysikalische und paläomagnetische Untersuchungen zielten darauf ab, eine Strainanalyse im Arbeitsgebiet mit Hilfe der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) und magnetischer Mineralidentifikation durchzuführen. Zuerst wurden aus 74 Sites repräsentative Proben für jede tektonische Deckeneinheit ausgewählt, um die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität zu messen. Dies basierte auf Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und thermischen Entmagnetisierungen, welche von Pueyo et al. (2002) an diesem Probenet bereits gemacht wurden. An 34 Sites wurden Messungen der AMS, der isothermalen remanenten Magnetisierung (IRM) und eine Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz (IST) durchgeführt.

4.2.1. Natürliche remanente Magnetisierung und thermische Entmagnetisierung

Die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und die thermische Demagnetisierung wurden von Pueyo et al. (2002) mittels dreiaxigem Kryogenmagnetometer mit linear ausgerichtem Degausser der Firma 2G Enterprises gemessen (Messbereich: 10^{-6} bis 1000 [A/m] in vier Messintervallen). Im Kryogenmagnetometer messen drei an einen Computer gekoppelte SQUIDS's (Superconducting Quantum Interference Device) die magnetischen Informationen der Probe, welche in den mit μ -Metall abgeschirmten Probenraum eingebracht wird. Da das Kryogenmagnetometer die Daten im CGS – Einheitensystem ([emu]) ausgibt, wurden sie mit dem Faktor 1000 multipliziert, um die Daten in SI Einheiten ([A/m]) zu konvertieren. Dies basiert auf Gleichung 11:

$$M [\text{emu}] / V_{\text{Probe}} [\text{cm}^3] \cdot 1000 = J_r [\text{A/m}] \quad (\text{Gleichung 11})$$

Da die NRM einer Probe aus verschiedenen Remanenzen besteht, welche über die Zeit aufgeprägt wurden, kann man mittels schrittweiser Demagnetisierung (thermisch oder im Wechselfeld) die unterschiedlichen Remanenzen separieren. Bei der thermischen

Demagnetisierung wurden die Proben schrittweise mittels MMTD1 – Magnetic Measurements Thermal Demagnetiser bis auf maximal 580 [°C] erhitzt und danach im Kryogenmagnetometer die NRM gemessen. Zwischen jedem Aufheizungsschritt wurde die Volumenssuszeptibilität jeder Probe gemessen, um mögliche Mineralalterationen zu beobachten (Collinson, 1983). Die paläomagnetischen Daten wurden mit dem Software Paket Remasoft 3.0 von AGICO analysiert, in einer orthogonalen Projektion (Zijderveld, 1967) dargestellt, um die Remanenzrichtungen zu bestimmen und die Mittelwerte nach Fisher (1953) berechnet.

4.2.2. Magnetisches Gefüge - Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität

Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) sowie die magnetische Volumenssuszeptibilität wurden mit einer Geofyzika MFK1-FA Kappabridge (Abbildung 23) von AGICO durchgeführt. Die Messungen wurden bei Raumtemperatur bei einer Messfrequenz von 976 [Hz] durchgeführt. Der Messbereich liegt zwischen 0 bis 0,9 [SI] mit einer Genauigkeit von 0,1% und einer Sensitivität von 2×10^{-8} .

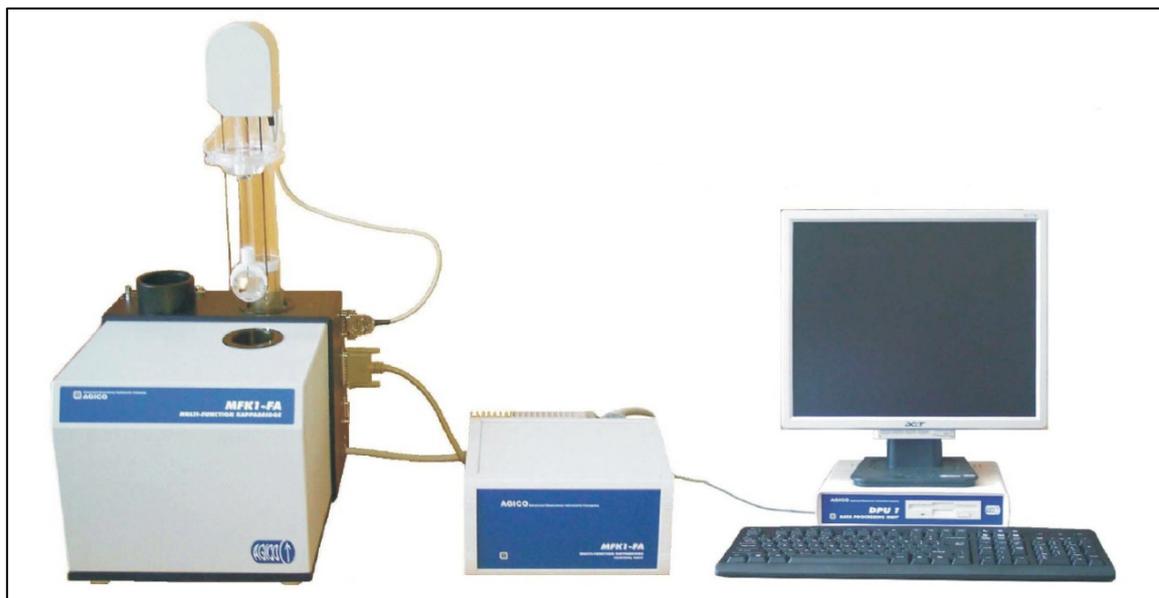


Abbildung 23: Geofyzika MFK1-FA Kappabridge von AGICO (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide).

Da die untersuchten Proben eine sehr geringe Suszeptibilität aufweisen, wurden die Messungen vorwiegend manuell nach dem Anordnungsschema von Jelinek (1978, 1981) (Abbildung 24) durchgeführt. Anhand von 15 Positionen wird die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ermittelt.

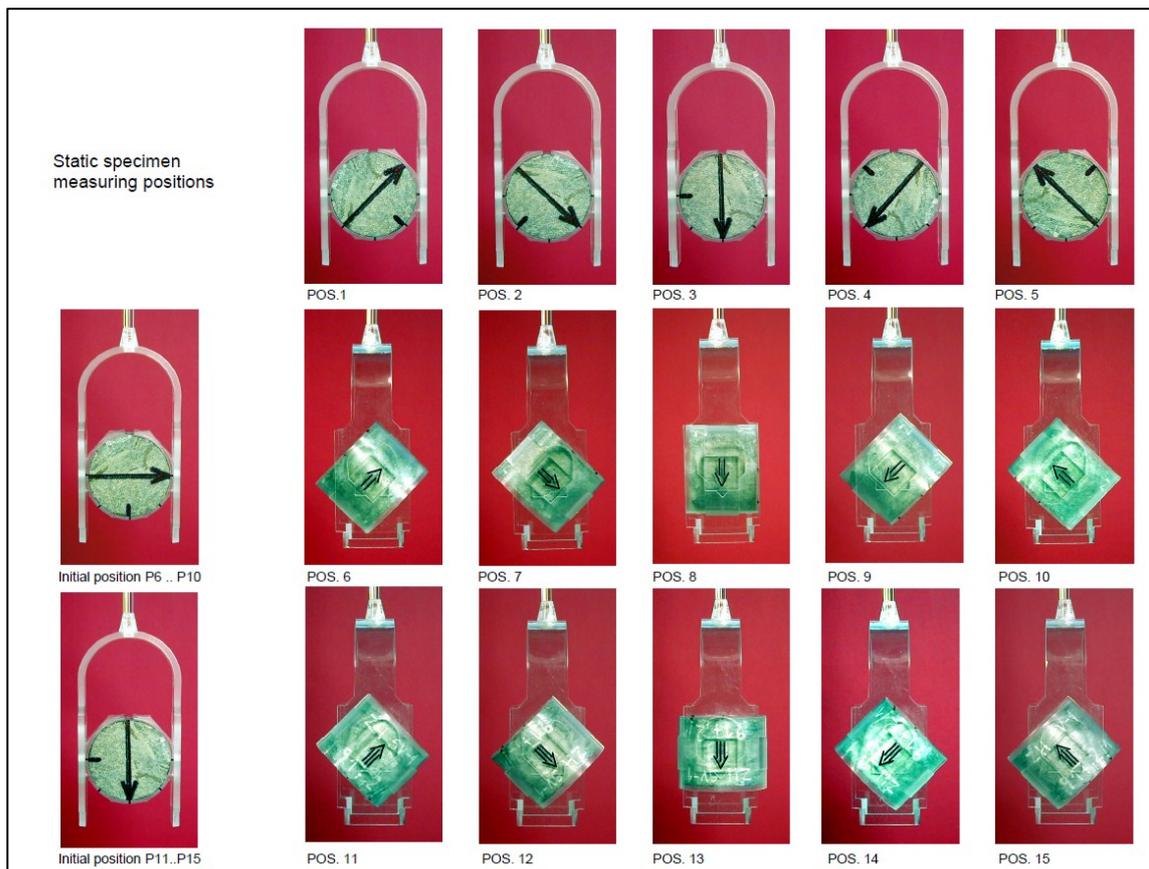


Abbildung 24: Die 15 Positionen der Messanordnung nach Jelinek um manuell die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität mit der MFK1-FA Kappabridge von AGICO zu messen. (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide).

Wenige Specimens mit Suszeptibilitäten größer 80×10^{-6} [SI] konnten mit dem Rotator (Abbildung 25) des Messgeräts gemessen werden, wobei 64 Werte der Suszeptibilität während einer Umdrehung der Probe gemessen wurden. Es kommt dadurch zu einer noch genaueren Auflösung der Anisotropiekomponenten des Suszeptibilitätstensors. Die statistische Auswertung der AMS Daten wurden mit dem Software Paket Anisoft 4.2 von AGICO durchgeführt.

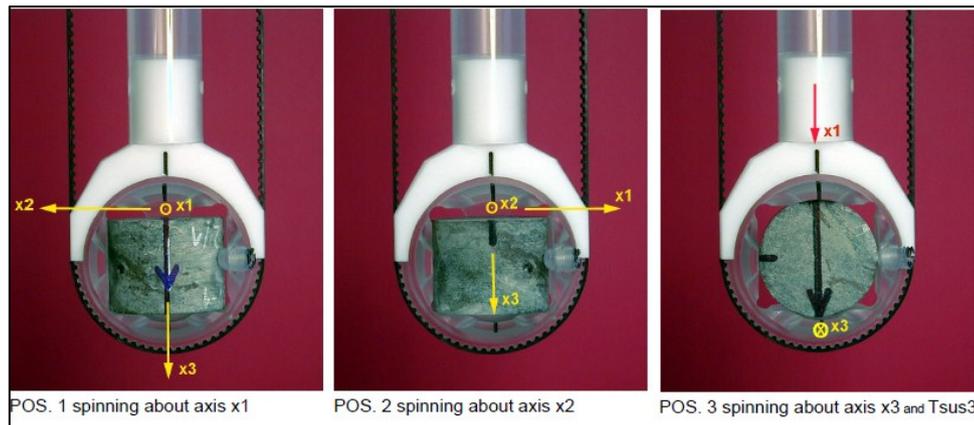


Abbildung 25: 3 Positionen des Specimens im Probenhalter bei den Rotatormessungen der AMS mit der MFK1-FA Kappabridge von AGICO (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide)

4.2.3. Magnetische Mineralbestimmung

Um das Sättigungsverhalten der Proben zu untersuchen, wurden IRM Erwerbsskurven, basierend auf den unterschiedlichen Koerzitivkräften der ferromagnetischen Mineralphasen (Soffel, 1991), an einer repräsentativen Auswahl an Proben erstellt. Da ferromagnetische Minerale mit ähnlichen maximalen Koerzitivkräften unterschiedliche Entblockungstemperaturen (Tabelle 4) aufweisen, wurde unterstützend eine Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz ($3D I_s T$) durchgeführt, um die Mineralphasen zu identifizieren (Lowrie, 1990; McElhinny & McFadden, 2000).

Magnetisches Mineral	Max. Koerzitivkraft [T]	Max. Entblockungstemperatur [°C]
Magnetit	0,3	580
Maghemit	0,3	≈ 350
Titanomagnetit x = 0,3	0,2	350
Titanomagnetit x = 0,6	0,1	150
Pyrrhotin	0,5 - 1	325
Hämatit	1,5 - 5	675
Goethit	5	80 - 120

Tabelle 4: Koerzitivkräfte und Entblockungstemperaturen von ausgewählten magnetischen Mineralen (Lowrie, 1990; McElhinny & McFadden, 2000).

Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM)

Um die IRM Erwerbsskurven zu erstellen, wurden die Proben in einem Pulse Magnetizer, Model 660 der Firma 2G Enterprises schrittweise ansteigenden Magnetfeldern ausgesetzt (Tabelle 5). Sobald die Sättigungsremanenz (SIRM) einer Probe erreicht war, wurde diese einem umgekehrten ebenso ansteigenden Magnetfeld ausgesetzt, um die Koerzitivkraft zu bestimmen. Dies wurde bei diesem Versuchsaufbau dadurch erreicht, dass die Probe in umgekehrter Richtung in den Pulse Magnetizer eingeführt wurde (Tabelle 5). Wenn die Remanenz durch umgekehrt aufgeprägtes Magnetfeld abmagnetisiert und auf null reduziert ist, ist die Remanenzkoerzitivkraft (H_{Cr}) erreicht (McElhinny & McFadden, 2000). Die IRM Erwerbsskurven sowie Komponentenanalysen, basierend auf den unterschiedlichen Koerzitivkräften der Mineralphasen, wurden mit dem Programm IRM-CLG 1.0 von Kruiver et al. (2001) erstellt und durchgeführt. Jenes Feld ($B_{1/2}$), bei dem die Hälfte der SIRM erreicht ist, ist charakteristisch für magnetische Mineralphasen. In dieser Arbeit wurde das Koerzitivitätsspektrum nach $B_{1/2}$ typisch für gewisse Mineralphasen eingeteilt: $B_{1/2} < 50$ [mT] (z.B. Magnetit), 50 [mT] $< B_{1/2} < 100$ [mT] (Mischbereich aus Magnetit und Hämatit), 100 [mT] $< B_{1/2} < 500$ [mT] (Hämatit) und $B_{1/2} > 500$ [mT] (Goethit sowie Mischbereich Hämatit und Goethit).

IRM Aufprägung		„Backfield“	
[mT]	Orientierung	[mT]	Orientierung
10		-10	
15		-15	
20		-20	
25		-25	
30		-30	
35		-35	
40		-40	
50		-50	
60		-60	
70		-70	
80		-80	
100		-100	
120		-120	
150		-150	
200		-200	
300		-300	
400		-400	
500		-500	
750		-750	
1000		-1000	
1250		-1250	
1500		-1500	
1800		-1800	
2000		-2000	
2250		-2250	
2500		-2500	

Tabelle 5: IRM Äufprägungsschritte und „Backfield“ sowie die Orientierung der Probe im Pulse Magnetizer – Pfeilspitze zeigt die positive Richtung der z-Achse an, welche bei der IRM Aufprägung aus dem Pulse Magnetizer heraus zeigt.

Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz (3D I_sT)

Eine 3-Komponenten IRM (Lowrie 3D I_sT Test) wurde denselben Proben aufgeprägt, welche auch zur Bestimmung der IRM Erwerbsskurven verwendet wurden. Durch thermische Abmagnetisierung konnten die charakteristischen Entblockungstemperaturen (Tabelle 4) der magnetischen Mineralphasen identifiziert

werden (Lowrie, 1990; Tauxe, 2005). Zuerst wurde ein Magnetfeld von 2,5 [T] in Richtung der z-Achse induziert, danach wurde ein Feld von 0,5 [T] in Richtung der x-Achse und 0,1 [T] in Richtung der y-Achse (Abbildung 26) mit einem Pulse Magnetizer, Modell 660 der Firma 2G Enterprises aufgeprägt. Anschließend wurden die Proben thermisch entmagnetisiert. Mittels MMTD1 – Magnetic Measurements Thermal Demagnetiser wurden sie bis auf maximal 650 [°C] erhitzt und danach im Kryogenmagnetometer die NRM gemessen (Tabelle 6). Um Phasenumwandlungen zu beobachten (Collinson, 1983), wurde nach jedem Messschritt die Volumenssuszeptibilität bei Raumtemperatur mit einer KLF-3 Minikappa, Magnetic Susceptibility Meter, Geofyzika, der Firma AGICO (Magnetische Feldstärke: 30 oder 300 [A/m], Messfrequenz: 2 [kHz], Messbereich: bis zu 10^{-6} [SI]) gemessen.

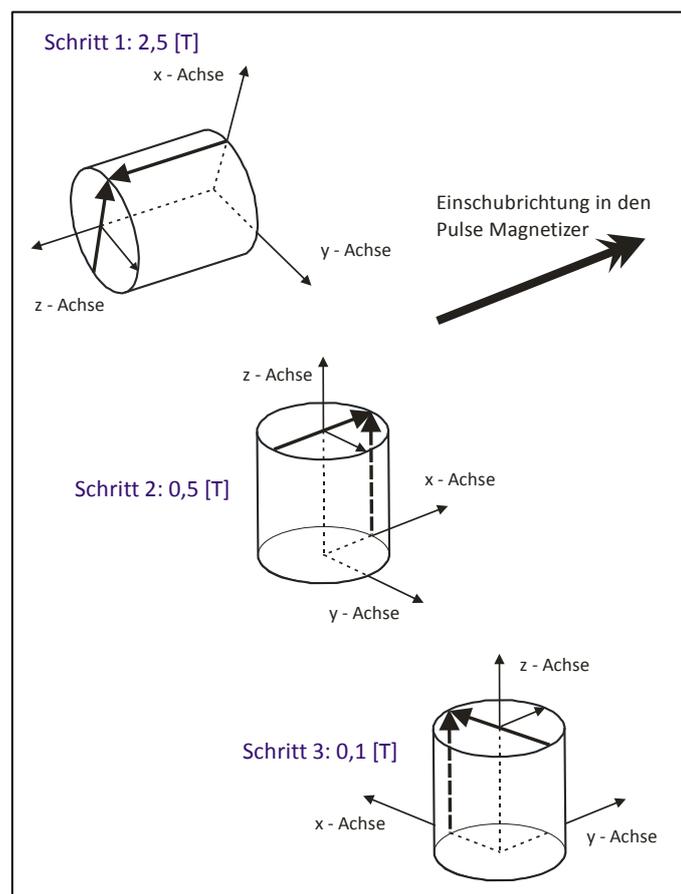


Abbildung 26: Positionierung der Specimens im Pulse Magnetizer, die Proben wurden so ausgerichtet, dass zuerst ein Magnetfeld auf die z – Achse, dann auf die x – Achse und als dritten Schritt auf die y – Achse aufgeprägt wurde.

Temperaturschritte [°C]	Ausrichtung im MMTD1	Temperaturschritte [°C]	Ausrichtung im MMTD1
70	↑	500	↓
100	↓	525	↑
150	↑	550	↓
200	↓	575	↑
300	↑	600	↓
400	↓	625	↑
450	↑	650	↓

Tabelle 6: Thermische Entmagnetisierungsschritte bei der IST Messung, die Proben wurden bei jedem zweiten Messschritt in Richtung der z – Achse in umgekehrter Richtung positioniert, um eine sekundäre Remanenz im MMTD1 zu beobachten.

4.3. Geländearbeit

Schichtflächen sowie Klufflächen und ersichtliche Lineation wurden im Gelände mit einem Clar - Kompass eingemessen, um mehr strukturgeologische Daten bei der Betrachtung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität zur Verfügung zu haben. Die Mittelwerte der Kluff- und Schichtflächen wurden mit dem Programm TectonicsFP (Ortner et al., 2002) berechnet und sind Tabelle 7 zu entnehmen.

5. ERGEBNISSE

5.1. Magnetische Gefüge – Anisotrope der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

Die magnetische Suszeptibilität der untersuchten Gesteine liegt im Bereich von -11.4 bis 889.7×10^{-6} SI, jedoch liegt die Mehrheit der Werte der einzelnen Specimens zwischen 0 – 100×10^{-6} SI (Abbildung 27 und 28).

Der korrigierte Anisotropiegrad P_j variiert zwischen 1.006 bis 1.807 (Abbildung 27 und 28), jedoch liegt die Mehrheit der P_j – Werte der einzelnen Proben zwischen 1.006 und 1.15 , was typisch für eine schwache tektonische Überprägung ist. Die Werte des Parameters T sind bei den einzelnen Specimens zu einem Drittel negativ und zu zwei Drittel positiv und reichen von -0.9 bis 0.86 .

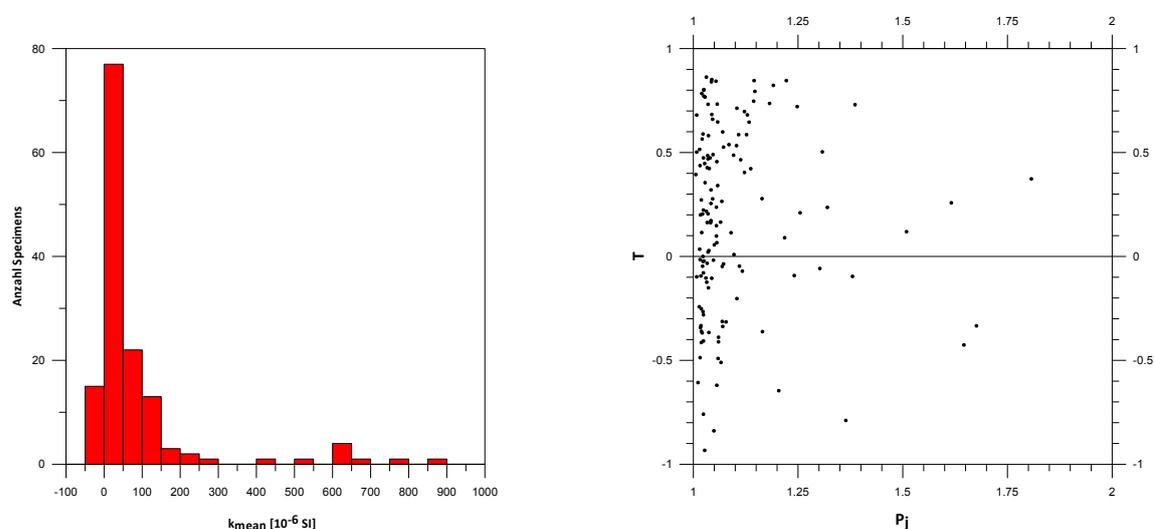


Abbildung 27: Häufigkeitsverteilung der mittleren Suszeptibilitätswerte (k_{mean}) (links) und P_j – T Diagramm aller untersuchten Specimens (rechts).

Die mittleren P_j – Werte der einzelnen Sites liegen im Allgemeinen zwischen 1.01 und 1.3 (Tabelle 7). Bei den Sites MU04 und MZ0102 wurde der Median ($P_{j\text{aver}}$) als Mittelwert herangezogen, da die Suszeptibilitätshauptachsen positive und negative Werte haben und P_j auf logarithmischen Funktionen basiert (Gleichung 10). Die mittleren Werte des T -

Parameters der einzelnen Sites reichen bei vier Sites von -0.5 bis -0.13, bei vier Sites zwischen -0.07 und 0.2, bei zehn Sites schwanken die Werte zwischen 0.34 und 0.7. Die Sites KP02 und TL04 haben Werte um 0.75 (Tabelle 7). Diese Resultate deuten auf schwach ausgeprägte magnetische Gefüge hin. Es treten alle drei prinzipiellen Gefügetypen oblat, triaxial und prolat auf.

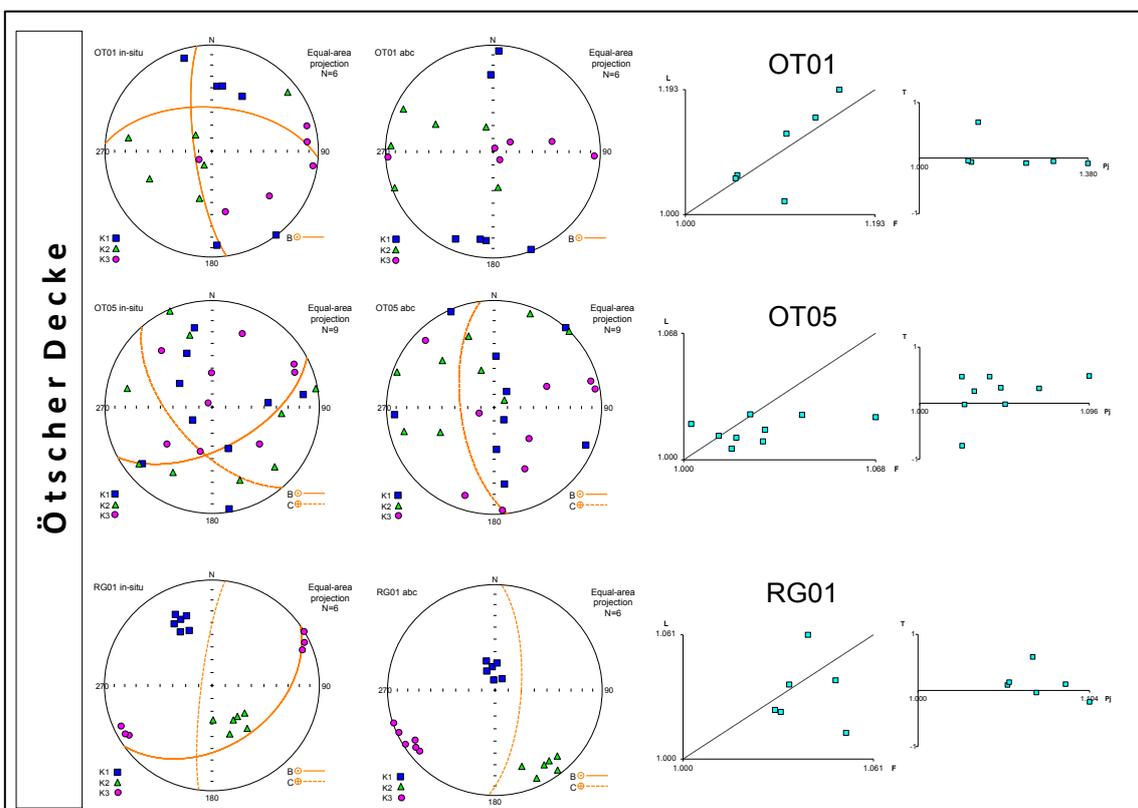
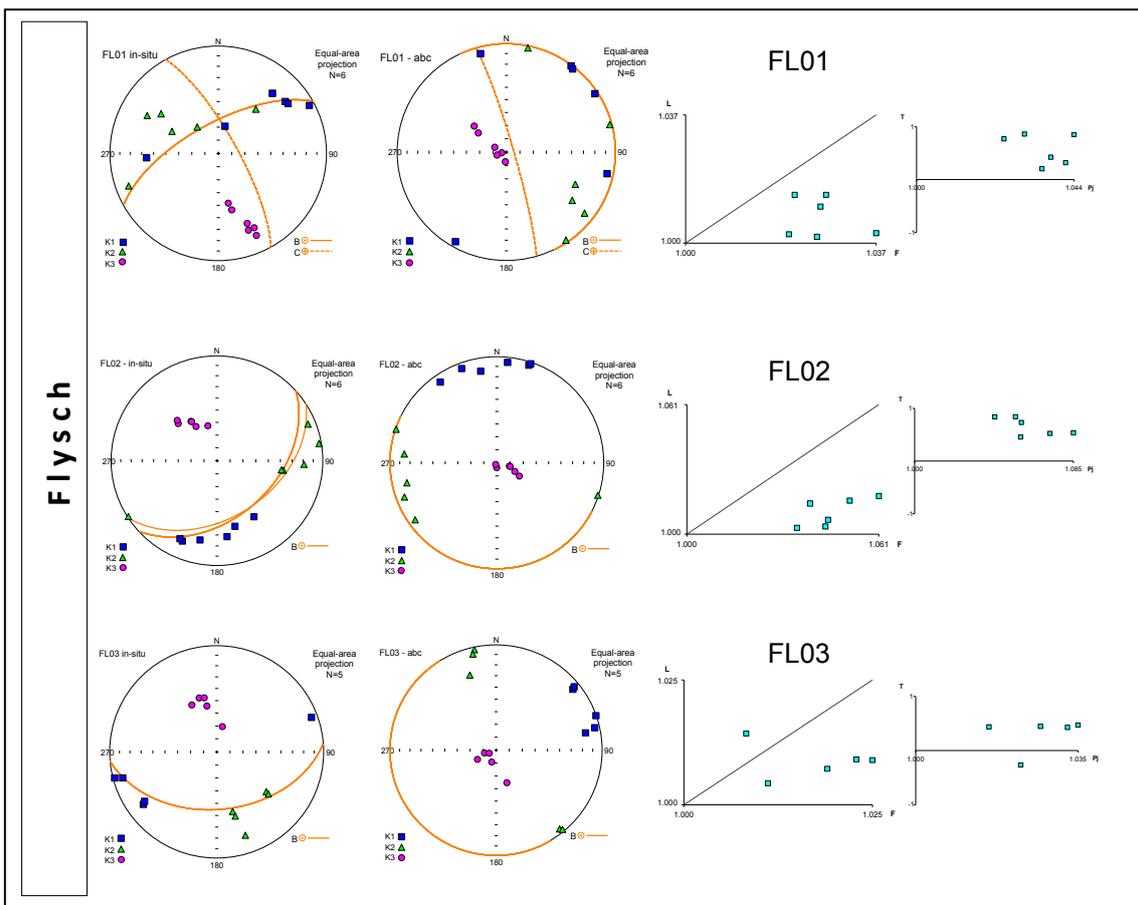
Die meisten Sites des untersuchten Arbeitsgebiets, vor allem jene in den Nördlichen Kalkalpen, sind nicht geeignet für eine Korrelation des Strain mit der AMS, da sie diamagnetisch und/oder isotrop sind (Tabelle 7). Die Abbildungen der Suszeptibilitätsellipsoide sowie die Ergebnisse der magnetischen Mineralbestimmung jener Proben wurden im Anhang beigefügt. Trotzdem haben manche Sites ein anisotropes magnetisches Gefüge und zeigen oblate, im Übergangsbereich von oblaten zu triaxialen und schwach prolate Gefüge.

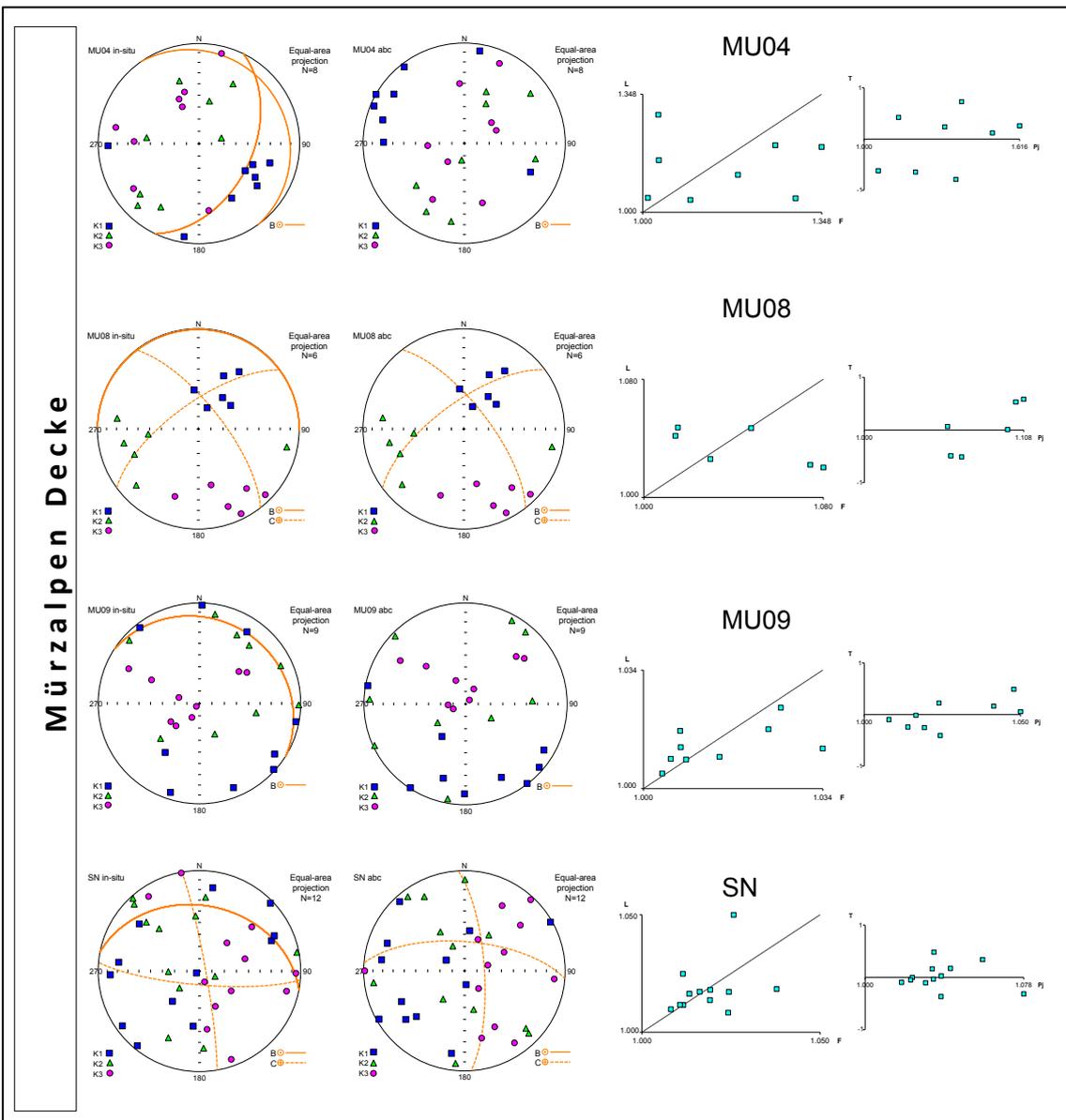
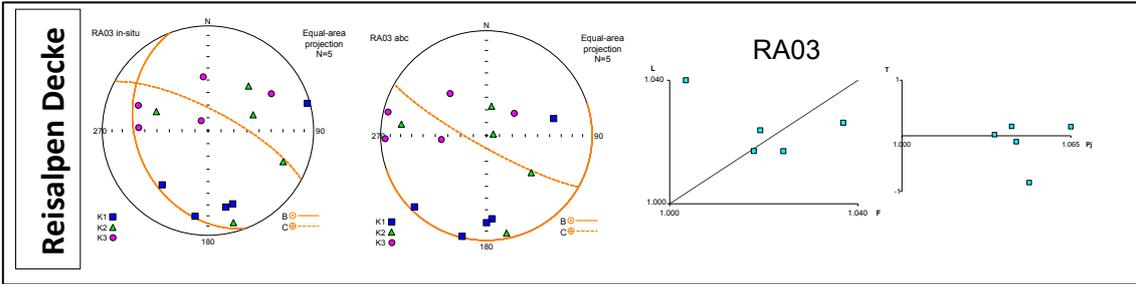
Bei den Sites des Penninischen Flyschs streut k_{\min} um den Pol der Schichtfläche entlang einer NW – SE Richtung (Abbildung 28). Beim Site FL01 regelt sich k_{\min} ungefähr in der Klufffläche ein und k_{\max} und k_{int} streuen in der Schichtfläche und sind statistisch nicht voneinander zu unterscheiden. Bei den Sites FL02 und FL03 ist bereits eine Tendenz von k_{\max} und k_{int} zu einer Klusterbildung parallel zur Schichtfläche zu sehen, wobei sich die beiden Achsen senkrecht aufeinander ausrichten. Die Suszeptibilität variiert zwischen $65 - 132 \times 10^{-6}$ SI (Tabelle 7). Wie im Flinn – Diagramm (Abbildung 28) zu sehen, handelt es sich um oblate Gefüge, wobei die Form der Anisotropie T den Übergangsbereich von oblaten zu triaxialen Gefügen andeutet (Abbildung 28, Tabelle 7). P_j liegt bei diesen Proben zwischen 1.01 und 1.06, was auf schwachen Strain hindeutet (Tabelle 7). Bei FL02 und FL03 ist aufgrund der Klusterbildung eine schwache magnetische Lineation der k_{\max} mit einer in-situ Nord – Süd Richtung (FL02) und einer in-situ NE – SW Richtung erkennbar. K_{\max} des Sites FL01 zeigt in-situ ebenso eine NE – SW Richtung (Abbildung 29). Das primäre sedimentäre Gefüge wurde durch die erste Phase des Strain bereits leicht überprägt und deutet auf das Stadium der frühen Deformation hin.

In den Nördlichen Kalkalpen zeigen nur Sites der Reisalpen Decke, der Ötscher Decke und der Mürzalpen Decke signifikante magnetische Gefüge mit geringer Suszeptibilität (Tabelle 7) und die in-situ Richtungen von k_{\max} variieren lokal. Die maximale

Suszeptibilitätsachse k_{\max} von OT01 gruppiert sich subhorizontal parallel zur Schichtfläche mit bevorzugter Nord – Süd Richtung (Abbildung 28 und 29). Normal dazu entlang eines Großkreises streuen k_{\min} und k_{int} . Wie im Flinn-Diagramm (Abbildung 28) dargestellt und mit einem mittleren T-Wert von -0.23 handelt es sich um ein triaxiales bis prolates Gefüge, was auf eine bereits stärkere Deformation als im penninischen Flysch hinweist. Das Gefüge der Probengruppen OT05 zeigt keine bevorzugte Gruppierung einer der drei Hauptachsen. Die Werte der Anisotropieparameter P_j und T weisen auf ein oblates Gefüge mit schwacher Deformation hin. Eine in-situ Nord – Süd Richtung der k_{\max} ist bei OT01 und OT05 zu erkennen. Bei RG01 formt k_{\max} einen Cluster, der normal auf die Schichtfläche steht und regelt sich nach der Bedding – Korrektur ungefähr in die Klufffläche ein. In-situ gruppiert sich k_{\min} parallel zur Schichtfläche (Abbildung 28). Geringes L/F Verhältnis sowie ein geringer P_j -Wert deuten auf einen schwachen Grad der Deformation des triaxialen Gefüges hin mit einer in-situ NW – SE gerichteten maximalen Suszeptibilitätsachse k_{\max} (Abbildung 29). Bei RA03 gruppiert sich k_{\max} subhorizontal zu einem Cluster mit einer bevorzugten Nord – Süd Richtung (Abbildung 28 und 29), normal dazu entlang eines Großkreises streuen k_{\min} und k_{int} . Die Anisotropieparameter P_j und T (Abbildung 28) deuten auf ein triaxiales Gefüge und einen schwachen Grad der Deformation hin.

Bei den Sites MU04 und MU09 hat k_{\max} in-situ ebenso eine Nordwest – Südost Hauptrichtung (Abbildung 28 und 29). k_{\max} regelt sich subhorizontal zur Schichtfläche ein und k_{\min} und k_{int} streuen stark ohne eine signifikante Gruppierung (Abbildung 28). Bei MU09 ist $P_j = 1.02$ und von $T = 0.5$ und hat eine mittlere Suszeptibilität von 136×10^{-6} SI (Tabelle 7), was auf ein schwach deformiertes triaxiales Gefüge hinweist. Bei MU04 streut k_{\max} in-situ parallel zur Schichtfläche, hat eine Suszeptibilität von -1.6×10^{-6} SI und $T = 0.5$. Wegen der sowohl negativen als auch positiven Werte der Suszeptibilitätsachsen kann P_j als logarithmische Funktion bei dem Site MU04 nicht berechnet werden. Daher wird der Median von P_j ($P_{j\text{aver}}$) mit einem Wert von 1.324 für weitere Interpretationen herangezogen. MU08 und SN (Abbildung 28 und 29) zeigen eine bevorzugte in-situ Nordost – Südwest Richtung der k_{\max} und haben eine Suszeptibilität zwischen 30 und 50×10^{-6} SI (Tabelle 7). Das triaxiale Gefüge von MU08 zeigt eine Überprägung des primären





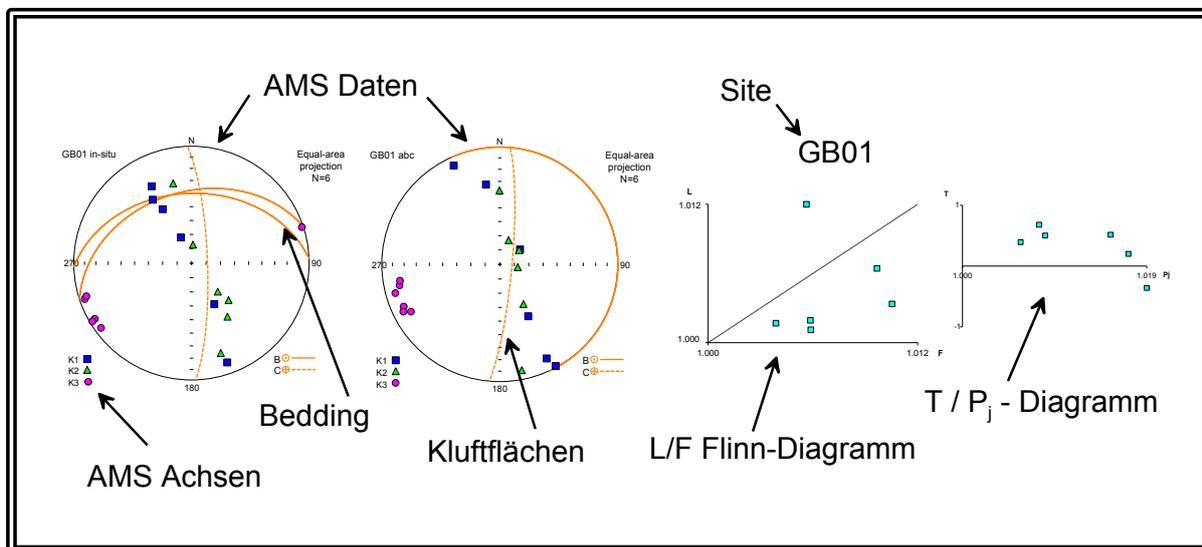
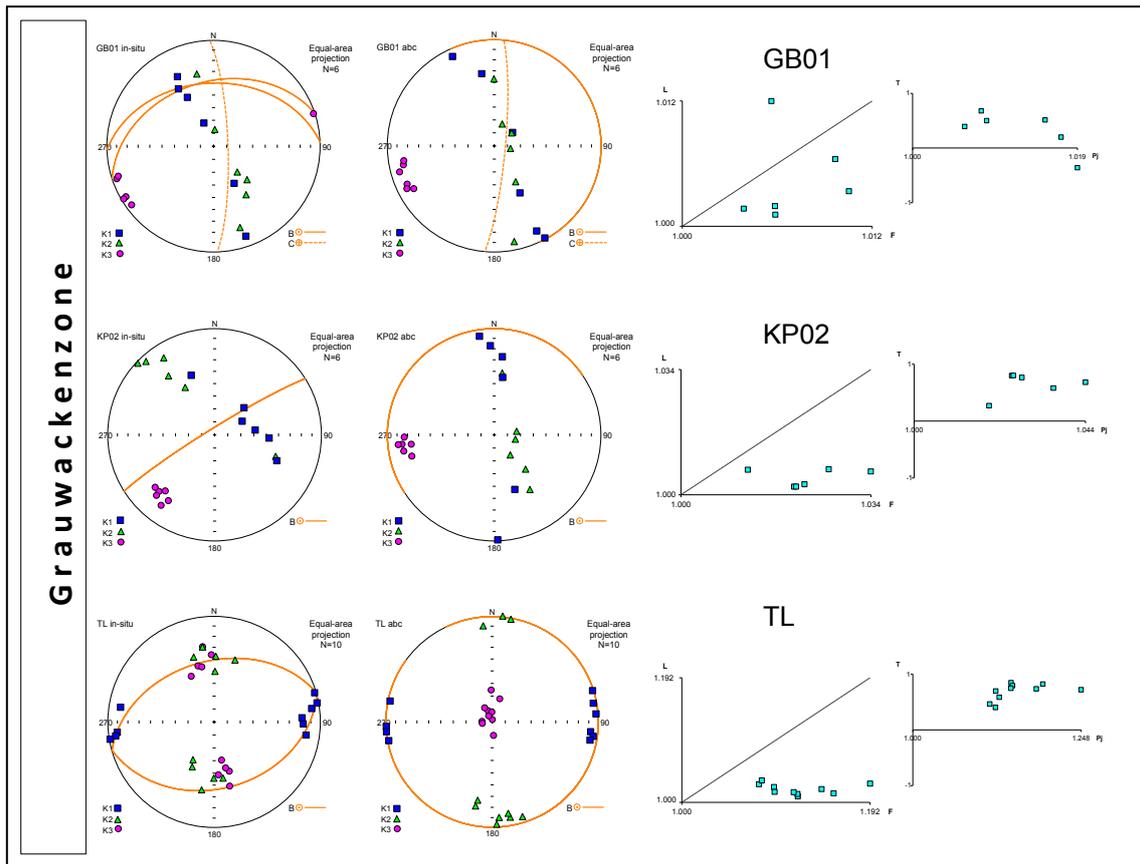


Abbildung 28: Stereographische Projektion (untere Hemisphäre der Lagenkugel) des AMS Ellipsoids in-situ (links) und nach der Bedding-Korrektur (abc = after bedding correction) (Mitte links). In beiden Abbildungen sind Schichtung und strukturelle Daten mit dargestellt. Diagramm zur Darstellung des Lineationsfaktors L in Abhängigkeit vom Foliationfaktor F (Mitte rechts). Diagramm zur Darstellung der Form des Suszeptibilitätsellipsoids und zur Definition der Größen T und P_j . (rechts). Die Koordinaten und Werte der Sites sind Tabelle 7 zu entnehmen.

sedimentären Gefüges an, wobei sich k_{\max} in-situ senkrecht zu k_{\min} und k_{int} gruppiert und diese sich subhorizontal zur Schichtfläche ausrichten. Bei SN ist kein signifikantes magnetisches Gefüge definierbar.

In der Nördlichen Grauwackenzone sind oblate Gefüge mit Tendenz zu triaxialen Gefügen dominant. Die Suszeptibilität erreicht bis zu 600×10^{-6} SI (Abbildung 28 und 29 und Tabelle 7). Bei der in-situ Orientierung der k_{\max} sind zwei Trends erkennbar: (1) k_{\max} streut entlang eines NW – SE gerichteten Großkreises normal zur Schichtfläche und k_{\min} bildet ein Cluster im SW im Streichen der gemessenen Schichtflächen. Bei GB01 und KP02 streut k_{\max} entlang eines Großkreises senkrecht zur Schichtfläche (Abbildung 28; GB01 und KP02) und (2) k_{\max} liegt subhorizontal Ost – West gerichtet in der Schichtfläche und k_{\min} gruppiert sich zu einem Cluster normal zur Schichtfläche der beiden gemessenen Faltenschenkel (TL). Aufgrund der schwachen magnetischen Lineation und dem relativ geringen korrigierten Anisotropiegrad bei den Sites ist nur geringe Deformation im Gestein aufgenommen worden.

Zusammengefasst sind im Norden und Süden des Arbeitsgebiets oblate bis triaxiale Gefüge mit kaum bis schwacher Deformation zu vermerken. Wobei sich in der Flyschzone k_{\max} bevorzugt in-situ Nordost – Südwest und Nord – Süd orientiert und in der Nördlichen Grauwackenzone k_{\max} in-situ zu einer Ost – West Richtung und einer Nordwest – Südost Richtung tendiert. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zeigt k_{\max} in-situ zwei Orientierungen: (a) eine Nordost – Südwest Richtung (MU08, SN) und (b) eine Nordwest – Südost Richtung (Abbildung 28; RG01, MU09, MU04).

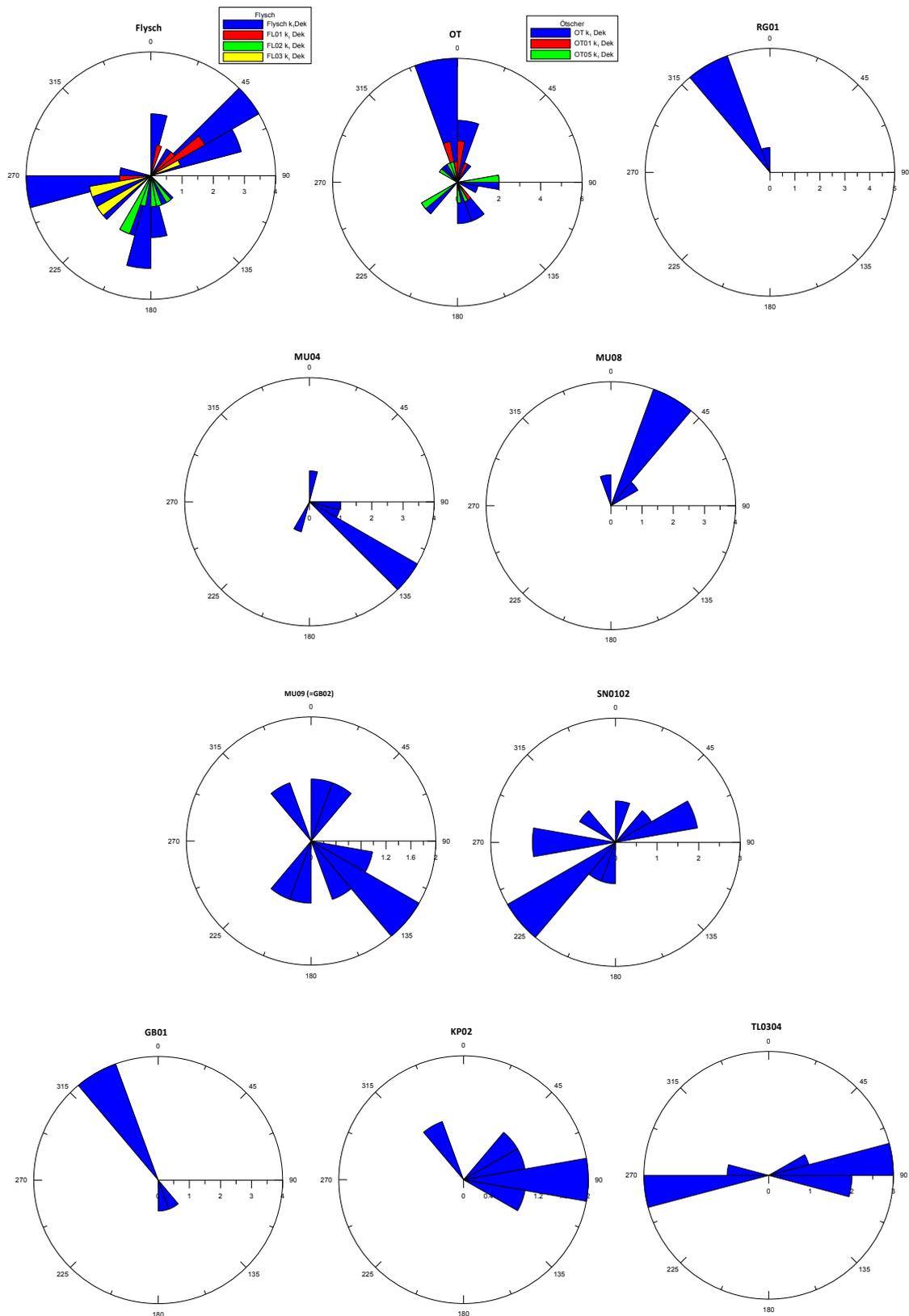


Abbildung 29: Kluffrosen der k_{max} Richtungen der AMS Ellipsoide

Tabelle 7: Geographische, struktureologische, AMS und paläomagnetische Daten dieser Studie. Die Sites sind von Norden nach Süden geordnet.

Dek/Ink (in-situ) Deklination und Inklination ohne Korrektur
 Dek/Ink (abc) Deklination und Inklination nach der Bedding Korrektur
 N Anzahl der Proben welche zur Berechnung des Mittelwerts der Remanenzrichtung genommen wurden
 α_{95} Radius eines Kreises (Konfidenzkreises), innerhalb dessen sich mit 95% Wahrscheinlichkeit die wahre mittlere Richtung befindet
 K Präzisionsparameter
 C1 Hochtemperatur - Komponente der thermischen Abmagnetisierung
 C2 Niedrigtemperatur - Komponente der thermischen Abmagnetisierung
 AMS Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität
 $k_1/k_2/k_3$ Ink/Dek (α_{95}) Orientierung der maximalen, intermediären und minimalen Achsen des Suszeptibilitätsellipsoids ohne Korrektur

K_{ver} mittlere Suszeptibilität
 IRM Isothermale remanente Magnetisierung
 k Volumenssuszeptibilität
 $B_{1/2}$ Median-Wert, der für die Komponente charakt. SIRM
 SIRM Sättigungsremanenz
 H_{cr} Remanenzkoerzitivkraft
 IST Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz
 T_{LF} Entblockungstemperatur Niedrigfeldkomp (0.1 T) IRM
 T_{MF} Entblockungstemperatur Mittelfeldkomp (0.5 T) IRM
 T_{HF} Entblockungstemperatur Hochfeldkomp (2.5 T) IRM

Site	Strukturelle Lokalität	Formation (Lithologisches Alter)	ÖK-Blatt	Lokalität	BMN Koordinaten		charakteristische Remanenzvektoren ChRM										Sturkurgeolog. Daten		Geländebegehung										
					YM BMN (Rechtswert)	X BMN (Hochwert)	Site	Dek (in-situ)	Ink (in-situ)	N	α_{95}	K	Dek (abc)	Ink (abc)	N	α_{95}	K	Einfallsrichtung	Einfallwinkel	Bedding		1. Kluffläche		2. Kluffläche		Linear			
					Azimet	Dip														Azimet	Dip	Azimet	Dip	Azimet	Dip				
FL01	Flysch	Penninischer Flysch (U. Kreide - O. Eozän)	53	südlich von Wang	653452	320475	Flysch	285.6	13	13	28	3.2	82.4	13.7	9	19	8.3	331	67	335	65	61	76						
FL02	Flysch	Penninischer Flysch (U. Kreide - O. Eozän)	53	südlich von Wang	653460	320919													138	45	139	47							
FL03	Flysch	Penninischer Flysch (U. Kreide - O. Eozän)	53	Lonitzberg	655287	323113													175	45									
FL04	Flysch	Helvetischer Flysch (U. Kreide - O. Eozän)	54	westlich von Scheibbs	659100	319048													357	25									
FL05	Flysch	Helvetischer Flysch (U. Kreide - O. Eozän)	72	Neubruck	663761	316308													224	54	224	41							
FK01	Frankenfels Decke	Hauptdolomit (Nor)	72	Pockaubach	658116	313504													167	66									
FK02	Frankenfels Decke	Klaus-Steinmühl (Bathon - Tithon)	72	Pockaubach	659481	314817													67	18									
FK05	Frankenfels Decke	Dyphia-Neuband (O. Jura)	72	Erlauf nahe Neubruck	663523	315422													46	82									
LU03	Lunzer Decke	Hauptdolomit (Nor)	72	Schäufelmühl	664891	311954													344	75									
RA01	Reisalpen Decke	Gutenstein (U. Anis)	72	Teufelskirche	668326	306567													1+2: 41	7									
																		3+4: 162	79										
																		5+6: 347	58										
																		8+9: 340	42										
RA03	Reisalpen Decke	Gutenstein (U. Anis)	72	Hochstadelberge	673821	306476	RA03 - C1	176.7	60.2	7	8.9	47.2	210.2	41	7	8.9	47.2	249	32	266	35	28	74						
							RA03 - C2	326.1	69.3	7	7.5	65.9	280.5	48.7	7	7.5	65.9												
OT01-A	Ötscher Decke	Gutenstein (U. Anis)	72	Josefsberg	673711	300934	OT01 - C1	106.2	18.5	7	39.1	3.3	95.5	60.7	7	9.8	39	282	23	284	20	336	20	220	65	5	20		
OT01-B	Ötscher Decke	Gutenstein (U. Anis)	72	Josefsberg	673711	300934	OT01 - C2	346.8	58	7	5.2	133.4	15.1	22.3	7	33	4.3	82	77	82	103					355	0		
OT01-C	Ötscher Decke	Gutenstein (U. Anis)	72	Josefsberg	673711	300934												4	56	10	60								
OT03	Ötscher Decke	Dachsteinkalk (Nor)	72	Teufelsgraben	661558	299216												322	32	305	28								
OT04	Ötscher Decke	Dachsteinkalk (Nor)	72	Teufelsgraben	659987	299352												268	45	256	39	144	75	84	65				
OT05	Ötscher Decke	Oberseebrücke (U. - M. Jura)	72	Neuhauserbach	662270	296759	OT05	62	36	7	22	8.5	93.7	18.1	7	22	8.5	152	58	123	70	229	60						
OT06	Ötscher Decke	Rhät-Riffkalk (O. Rhät)	72	Brennleitengraben	662052	297207												100	38	101	35	313	66	50	90				
MZ01	Mariazell-Gosau	Gosau Gruppe (Coniac - Paleozän)	72	südlich von Mariazell	673604	292818												213	56										
MZ02	Mariazell-Gosau	Gosau Gruppe (Coniac - Paleozän)	72	südlich von Mariazell	673604	292818												165	59										

Site	Strukturelle Lokalität	Formation (Lithologisches Alter)	ÖK-Blatt	Lokalität	BMN Koordinaten		charakteristische Remanenzvektoren CHRM										Stururgeolog. Daten		Geländebegehung								
					Y _W BMN (Rechtswert)	X BMN (Hochwert)	Site	Dek (in-situ)	Ink (in-situ)	N	α ₉₅	K	Dek (abc)	Ink (abc)	N	α ₉₅	K	Einfallrichtung	Einfallwinkel	Bedding		1. Klufffläche		2. Klufffläche		Linear	
																				Azimet	Dip	Azimet	Dip	Azimet	Dip	Azimet	Dip
RG01	Ötscher Decke	Klauskalk (Bathon)	72	westl. von Neuhaus	663148	295412	RG01 - C1	96.5	47.6	6	9.2	53.6	113.6	14.5	6	9.2	53.6	145	42	144	42	277	82				
RG02	Ötscher Decke	Rhät-Riffkalk (O. Rhät)	72	westl. von Neuhaus	663148	295412	RG01 - C2	27	57	5	13.8	31.8	92.7	52.6	5	13.8	31.9	144	49	144	49						
RG03	Ötscher Decke	Kössen Fm. (O. Nor-Rhät)	72	westl. von Neuhaus	663375	295519												120	38	100	37	225	83				
RG04	Ötscher Decke	Kössen Fm. (O. Nor-Rhät)	72	westl. von Neuhaus	663375	295519												136	87	140	81	32	30				
GO02	Göller Decke	Dachsteinkalk (Nor)	72	Sigmundsberg-Mariazell	672982	291158												144	26	148	24						
GO03	Göller Decke	Dachsteinkalk (Nor)	101	Bärnbach-Salza	655645	280962												328	36	314	48	68	70				
GO04	Göller Decke	Dachsteinkalk (Nor)	102	Rotmoos-Fangbrücke	662091	284975												170	64	167	61	115	78			93	54
MU04-A	Mürzalpen Decke	Lunzer Sandstein (Karn)	102	Türnseegraben-Hochtürnach	660479	282665	MU04	191	64.3	6	47.9	2.9	128.2	46.8	5	28.4	8.2	55	13								
MU04-B	Mürzalpen Decke	Lunzer Sandstein (Karn)	102	Türnseegraben-Hochtürnach	660479	282665												116	46								
MU0607 (SNO102)	Mürzalpen Decke	Aflenzerkalk (Nor)	102	südlich von Weinberger	674802	286909	SN - C1	73.5	62.3	9	5.8	79.8								11	35	185	79	80	85		
							SN - C2	357.7	55.8	12	8.5	26.8															
MU08	Mürzalpen Decke	Wetterstein (Ladin)	102	Neumüllergraben	674479	285135	MU08	278.4	-1.6	14	22.3	4.1						0	0	0	0	52	71	324	69		
							MU09 - C1	300.4	52.9	10	4.6	112.3	321.8	50.1	10	4.6	111.7										
MU09 (GB02)	Mürzalpen Decke	Raibl Fm. (Karn)	102	Steinbruch Dürsee	671325	273946	MU09 - C2	57.6	33.6	5	13.3	34	54.3	18.1	5	13.3	34	32	17								
MU10 (GB03)	Mürzalpen Decke	Raibl Fm. (Karn)	102	Seebach-Weittal	672286	272710												8	19	10	15	186	55				
GB01	Nördl. Grauwackenzone	Schiefer (?Perm)	102	Gollrad	672826	279374	GB01	68.1	80.4	13	7.1	35.2	1.4	48.6	13	7.4	32.1	350	40	340	40	88	79				
KP02	Nördl. Grauwackenzone	Kapellen Schiefer (Karn)	104	Neuberg	693057	281587	KP02	229.6	77.8	6	24.3	8.5	315.9	6.7	6	24.3	8.5	328	85								
TL03	Nördl. Grauwackenzone	Paragneis (Perm)	133	Hansbauer-Hasenhütte	667704	257095	TL	307.4	67.5	9	43.5	2.4	280.6	71	9	56.7	1.8	165	37								
TL04	Nördl. Grauwackenzone	Paragneis (Perm)	133	Hansbauer-Hasenhütte	667704	257095												344	42								

Site	AMS	Kerne / Nr. Specimens (signifikant anisotrop)	Kaver [10-06 SI]	k1 Dek (α95)	k1 Ink (α95)	k2 Dek (α95)	k2 Ink (α95)	k3 Dek (α95)	k3 Ink (α95)	L	F	P	PJ	T	IRM	Specimen	magnetisches Trägermineral	k [10-6 SI]	B _{1/2} [mT]	SIRM [A/m]	Hcr [mT]	3D IST	TLF	TMF	THF			
FL01	FL01	6 / 6 (6)	132	46.6 (28.6)	31.6 (3.6)	282.9 (29.5)	42 (9.2)	159 (14.3)	31.8 (1.8)	1.005	1.025	1.031	1.033	0.64		FL0103C	Magnetit / Goethit	135.1	40.7 (91%) / 1445.4 (9%)	2.34E-01	45		550	>600	>600			
FL02	FL02	6 / 6 (6)	84.2	190.4 (24.7)	27 (1.6)	87.8 (25.2)	23.1 (6.4)	323.2 (8.6)	53.1 (1.4)	1.009	1.046	1.055	1.059	0.676														
FL03	FL03	5 / 5 (5)	65.6	244.9 (12.5)	7.5 (5.5)	148.7 (12.9)	39 (5.7)	344 (8.2)	50 (4.1)	1.008	1.017	1.025	1.025	0.339		FL0302C	Magnetit / Goethit	71.44	43.7 (85%) / 1995.3 (15%)	6.18E-02	45		>550	>550				
																FL0305C	Magnetit / Goethit	68.98	43.7 (83%) / 1995.3 (17%)	8.12E-02	45		>600	>600	550 - 600			
FL04		5 / 5 (3)	34.2																									
FL05	FL05	8 / 8 (8)	36.2	239 (52.4)	27.3 (30.9)	143.8 (59.2)	9.9 (45.1)	35.7 (55.8)	60.7 (31.3)	1.007	1.003	1.01	1.011	-0.441														
FK01	FK01	7 / 7 (0)	5.41																									
FK02	FK02	7 / 7 (4)	15.7																									
FK05	FK05	5 / 5 (0)	13.7																									
LU03	LU03	8 / 8 (0)	4.82																									
RA01		7 / 7 (3)	5.99													RA0104B	Magnetit / Hämatit	11.3	33.1 (78%) / 1412.5 (22%)	1.49E-01	45		550	>550 / 650	650			
RA03	RA03	5 / 5 (5)	22.7	181.5 (28.4)	28.7 (12.9)	88.6 (28.4)	5.3 (24.8)	349 (26.3)	60.7 (12.1)	1.017	1.015	1.032	1.032	-0.076		RA0303C	Magnetit / (Hämatit)	26.29	41.7 (96%) / 1412.5 (4%)	7.99E-02	45		>550	>550	>600			
OT01-A																												
OT01-B																												
OT01-C	OT01	6 / 6 (6)	7.59	3.6 (18.2)	35.2 (4.3)	229.4 (59.4)	44 (6)	112.5 (59.7)	24.6 (12.1)	1.107	1.025	1.134	1.143	-0.612		OT0104B	Magnetit / (Hämatit, Goethit)	7.818	32.4 (90%) / 2041.7 (10%)	1.64E-01	32.5		>500	>500	>600			
OT03		5 / 5 (3)	0.337													OT0305C	Magnetit / Goethit / (Hämatit)	-0.7	52.5 (83%) / 2511.9 (17%)	1.05E-01	55		550 - 600	550 - 600	100 / >600			
OT04		5 / 5 (0)	-7.13													OT0403C	Magnetit / Goethit	-5.121	36.3 (24%) / 1479.1 (76%)	5.93E-02	625		550 - 600	100 / >550	80 / >600			
OT05	OT05	10 / 10 (9)	14.7	153.4 (59.7)	3.6 (27.8)	250.7 (64.9)	63.5 (53.3)	61.6 (62.5)	26.2 (36.1)	1.005	1.005	1.011	1.011	-0.025														
OT0506	OT0506	13 / 13 (11)	12.5	331.7 (28.9)	4.5 (14.9)	62.1 (47)	5 (20.9)	200 (45.4)	83.3 (13.1)	1.01	1.041	1.052	1.055	0.205														
MZ01		6 / 6 (3)	19.5													MZ0105C	Magnetit / (Goethit)	23.57	38 (95%) / 1584.9 (5%)	2.11E-01	37.5		550 - 600	550 - 600	100			
MZ02		6 / 6 (4)	-2.51													MZ0203A	Magnetit / (Goethit)	-5.931	38 (93%) / 1258.9 (7%)	6.34E-02	37.5		550 - 600	550 - 600	100			

Site	AMS	Kerne / Nr. Specimens (signifikant anisotrop)	Kaver [10-06 SI]	k1 Dek (α95)	k1 Ink (α95)	k2 Dek (α95)	k2 Ink (α95)	k3 Dek (α95)	k3 Ink (α95)	L	F	P	Pj	T	IRM	Specimen	magnetisches Trägermineral	k [10-6 SI]	B _{1/2} [mT]	SIRM [A/m]	Hcr [mT]	3D IST	TLF	TMF	THF		
RG01	RG01	6 / 6 (6)	52.1	334 (8.7)	32.8 (3.2)	149.3 (11)	57.1 (5)	242.6 (8.6)	2.1 (2.7)	1.032	1.038	1.072	1.072	0.083		RG0102C	Hämatit / Goethit	27.63	100 (70%) / 2818.4 (30%)	2.04E+00	110		>600	>600	630		
RG02		6 / 6 (2)	-5.13													RG0204C	Titanomagnetit / Hämatit / Goethit	-3.096	50.1 (9%) / 631 (50%) / 2511.9 (41%)	1.11E-01	625		>600	>600	>200 / >600		
RG03		5 / 5 (1)	-3.76													RG0305C	Titanomagnetit / Hämatit / Goethit	-6.485	47.9 (42%) / 1412.5 (58%)	6.75E-03	450		650	650	>250 / >650		
RG04		6 / 6 (2)	-0.332													RG0405C	Magnetit	-4.207	41.2 (100%)	9.91E-03	37.5		>500	>500			
GO02		6 / 6 (0)	-7.24																								
GO03		5 / 5 (4)	6.02													GO0303C	Magnetit / Hämatit	8.26	42.7 (52%) / 1258.9 (48%)	8.62E-02	110		>500	650	650		
GO04		5 / 5 (4)	16.5													GO0403C	Hämatit / Goethit (Magnetit)	2.869	57.5 (16%) / 2884.0 (84%)	9.49E-02	450		550	>600	100 / >600		
MU04-A																											
MU04-B	MU04	9 / 9 (8)	-1.6	124.1 (17.8)	37.7 (9.4)	224 (36.1)	12.5 (5.2)	329.1 (33.5)	49.5 (9.4)	1.263	1.919	1.311 (Paver)	1.324 (Pjaver)	0.472		MU0402B	Magnetit	-1.311	50.1 (96%) / 1584.9 (4%)	1.80E-01	45		>500	>500			
MU0607 (SN0102)	SN0102	12 / 12 (12)	33.2	240.6 (45)	9.1 (34.3)	339.9 (60.9)	45.6 (43.4)	142 (61.2)	43 (31.3)	1.008	1.006	1.014	1.014	-0.127		SN0101C	Magnetit / Hämatit	19.55	56.2 (82%) / 1258.9 (18%)	5.32E-02	75		>550	550 - 600	>650		
																SN0105C	Magnetit / Hämatit / Goethit	17.15	70.8 (60%) / 1513.6 (40%)	5.70E-02	135		550	550 / 650	120 - 150 / 650		
MU08	MU08	6 / 6 (6)	48.1	30.4 (14.5)	54.3 (10.2)	246.3 (15.7)	30.2 (14)	145.9 (16)	17.2 (10.2)	1.032	1.037	1.07	1.07	0.072		MU0801C	Hämatit / Goethit (Magnetit)	54.06	66.1 (67%) / 1258.9 (33%)	2.43E-01	110		555 - 600	>600	80 / >600		
																MU0806C	Magnetit / Hämatit	52.01	63.1 (79%) / 1659.6 (21%)	2.01E-01	75		550	550 / 650	650		
MU09 (GB02)	GB02	9 / 9 (9)	136	148.5 (53.9)	2.6 (8.1)	57.9 (53.9)	11.6 (16)	251 (18.7)	78.1 (11)	1.004	1.013	1.018	1.019	0.512													
MU10 (GB03)	GB03	6 / 6 (5)	-9.89	108.9 (68)	5.7 (13)	207 (68)	54.6 (33.1)	14.9 (41.5)	34.8 (16.6)	1.01	1.003	1.013	1.014	-0.534													
GB01	GB01	6 / 6 (6)	143	334.7 (12.1)	36.8 (5.2)	148.1 (12.2)	53 (4.2)	242.3 (6.6)	3.1 (2.1)	1.003	1.008	1.011	1.011	0.38		GB0105C	Magnetit / Hämatit	158.6	43.7 (89%) / 616.6 (11%)	1.34E-01	45		570	>600	>600		
KP02	KP02	6 / 6 (6)	51.9	79.2 (28.8)	58.6 (3.9)	320.2 (28.8)	16.5 (3.3)	221.9 (4.3)	25.9 (3.9)	1.003	1.023	1.026	1.029	0.757		KP0204B	Hämatit / Goethit / (Magnetit)	44.72	38.0 (9%) / 2089.3 (91%)	3.65E-02	1125		570	650	100 / 550 / 650		
TL03	TL03	5 / 5 (5)	609	90.3 (8.2)	14.1 (3.9)	194.9 (10.1)	45.3 (7)	347.5 (9.6)	41.4 (3.6)	1.023	1.089	1.114	1.121	0.58		TL0304C	Magnetit	621.3	33.1 (98%) / 1412.5 (2%)	1.68E-01	32.5		550				
TL04	TL04	5 / 5 (5)	599	263 (8.9)	4.1 (3)	356.4 (10)	38.9 (6.3)	168 (8.1)	50.8 (3.1)	1.019	1.139	1.161	1.177	0.745													

5.2. Magnetische Mineralbestimmung

Um die ferromagnetischen Minerale zu bestimmen, wurde eine isothermale remanente Magnetisierung (IRM) und eine thermische Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz ($3D I_s T$) gemessen (Tabelle 7, Abbildungen 31 und 32). Weiters wurde die Volumenssuszeptibilität der Sättigungsremanenz im Diagramm nach Thompson & Oldfield (1986) dargestellt, um eine Aussage über die magnetischen Korngrößen äquivalent der Magnetit-Phasen im Gestein zu treffen.

5.2.1. Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM) und Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz ($3D I_s T$)

Mit dem Programm IRM-CLG 1.0 (Kruiver et al., 2001) werden die verschiedenen Koerzitivkomponenten der IRM Erwerbsskurve analysiert. Die Komponenten werden über die SIRM Intensität, über jenes Feld, bei dem die Hälfte der maximalen SIRM ($B_{1/2}$) erreicht ist und die Halbwertsbreite (DP) definiert. Die graphischen Auswertungen der IRM Analyse mit dem Programm IRM-CLG 1.0 sind Abbildung 30 und dem Anhang zu entnehmen und sämtliche Parameter zur Bestimmung der magnetischen Minerale sind in Tabelle 7 aufgelistet. In Abbildung 31 sind die IRM Erwerbsskurven und $3D I_s T$ – Kurven für die fünf typischen Ergebnisse dieser Experimente abgebildet.

Die Volumenssuszeptibilität wird der Sättigungsremanenz im Diagramm nach Thompson & Oldfield (1986) gegenübergestellt (Abbildung 32). In dieser Darstellung kann eine Aussage über die magnetische Korngröße sowie über die Schwankung der Konzentration magnetischer Trägerminerale getroffen werden. Die theoretische Magnetitkonzentration, unter der Annahme, dass der Träger der Magnetisierung ausschließlich aus stöchiometrischem Magnetit besteht, wird als „Magnetit-Konzentration“ bezeichnet. Eine Zuordnung der Proben zu mineralmagnetischen Populationen und weiters eine semiquantitative Abschätzung der Korngröße und Konzentration von Magnetit sollte damit möglich sein (Thompson & Oldfield, 1986).

Bei einer Probe (RG0405C) kam es zu einer 100% Anpassung der Kurve mit nur einer Koerzitivkomponente (Abbildung 30), welche mittels H_{cr} und der

Entblockungstemperatur aus den 3D I_sT – Kurven als Anpassungskurve für Magnetit identifiziert wurde (Abbildung 31). Aufgrund der negativen mittleren Suszeptibilität konnte die magnetische Suszeptibilität gegen die Sättigungsremanez im Thompson & Oldfield – Diagramm nicht dargestellt werden. Bei dem Gestein handelt es sich um grauen schichtigen Kalk, welcher durch vermehrt terrigenen Eintrag gekennzeichnet ist (Kössen Fm.).

IRM COMPONENT ANALYSIS

RG0405C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	3.08E-07	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.983	
GAP	4.67E-05	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.992	
SAP	9.72E+00			

component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	100.0	9.90E-03	1.62	41.2	0.36

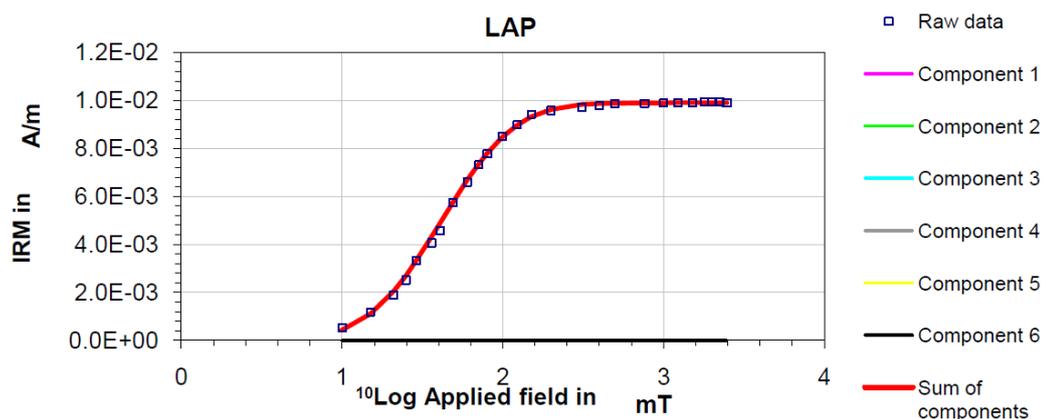
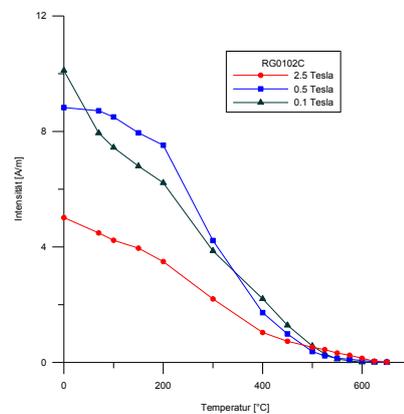
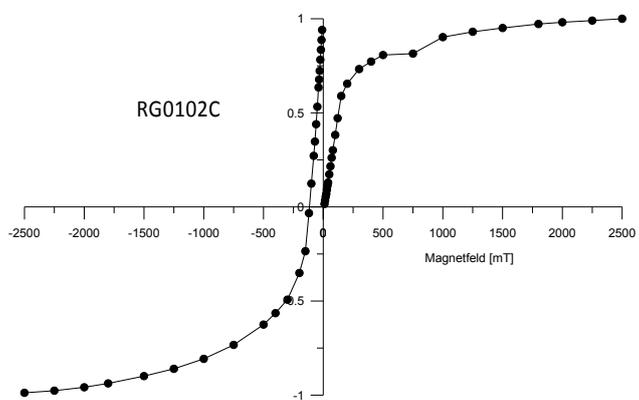
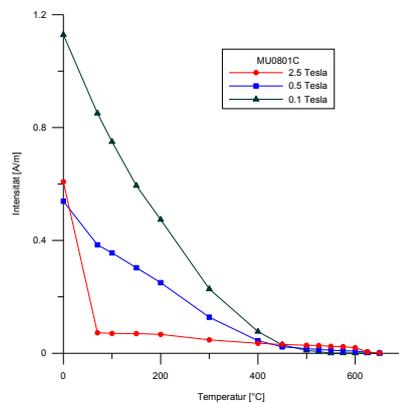
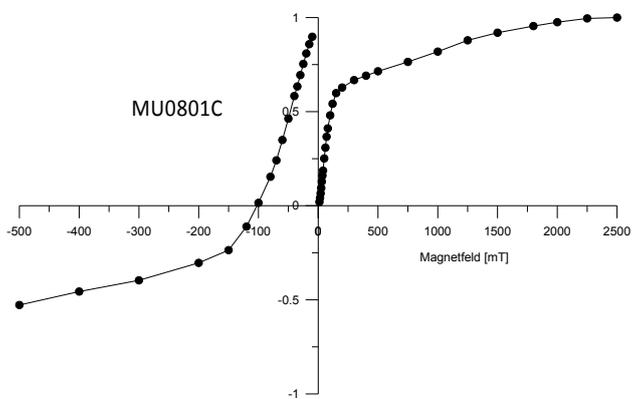
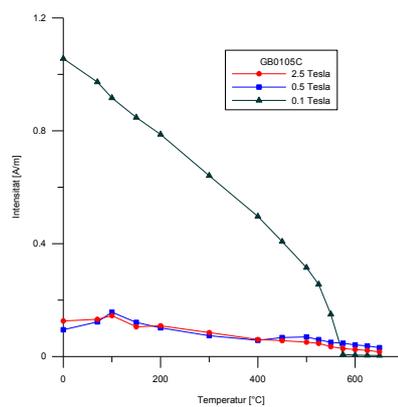
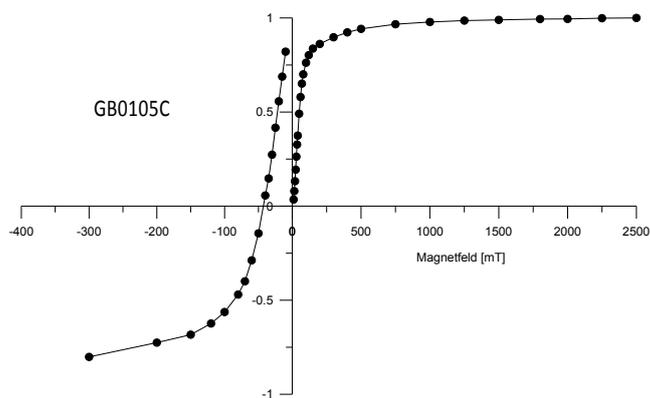
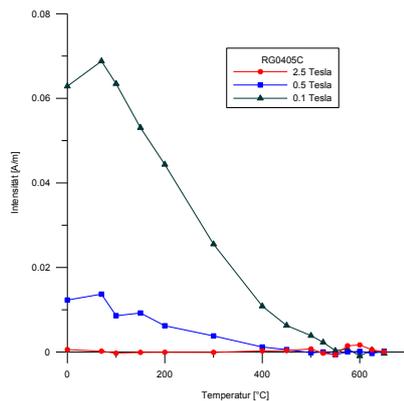
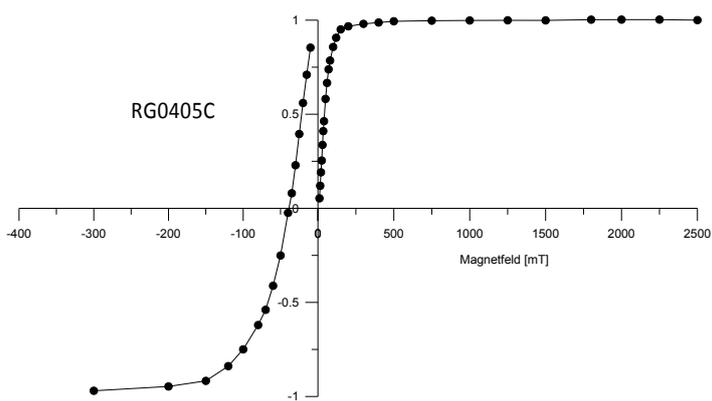


Abbildung 30: Beispiel einer IRM Analyse mit dem Programm IRM-CLG 1.0 (Kruiver et al., 2001) für reinen Magnetit.

Bei den meisten Proben wurden durch die Anpassungskurve des Programms IRM-CLG 1.0 zwei Koerzitivkomponenten festgestellt.

Bei elf Specimens ist die erste Koerzitivkomponente mit mindestens 85% Anteil und die zweite Koerzitivkomponente mit <15% Beteiligung vorhanden. Durch die Entblockungstemperatur von ungefähr 550°C und H_{cr} zwischen 32.5 und 45 ist die erste Koerzitivkomponente als Magnetit identifiziert worden, und die zweite Koerzitivkomponente ist überwiegend Goethit, wobei teilweise auch Spuren von Hämatit in den Proben vorhanden sind. Als Beispiel ist die IRM Erwerbsskurve und die 3D IST – Kurve der Probe GB0105C in Abbildung 31 dargestellt. Im Thompson & Oldfield – Diagramm ist kein einheitlicher Trend der Proben vorhanden. Die Magnetit-Konzentration ist <0,01 % und die magnetische Korngröße, welche äquivalent zur Magnetit-Phase ist, variiert zwischen 2 μm und >256 μm (Abbildung 32). Bei diesen elf Proben handelt es sich vorwiegend um marine Tiefwassersedimente (Flysch), um dunkle Kalke (Gutensteinkalke), welche in flachem sauerstoffarmen Wasser (Flügel & Neubauer, 1984) in den Becken außerhalb oder zwischen den Plattformen der Steinalmfazies abgelagert wurden (Wessely, 2006), um pelagische Mergelkalke der Gosau Gruppe, um Ablagerungen in Becken mit terrigenen Schüttungen (Lunzer Sandsteine) und um Werfener Kalke, welche in Flachwasserraum am inneren Schelf des Tethysrands abgelagert wurden (Flügel & Neubauer, 1984). Die magnetischen Minerale sind durch terrigenen Eintrag und/oder authigen entstanden.

Bei fünf Proben wurden zwei Koerzitivkomponenten bestimmt, wobei die erste zwischen 50 – 80 % und die zweite zwischen 20 – 50 % Anteil aufweist. H_{cr} schwankt zwischen 45 und 135 mT. $B_{\frac{1}{2}}$ bewegt sich bei der ersten Komponente zwischen 33 und 70 mT und bei der zweiten Komponente ist $B_{\frac{1}{2}} > 1200$ mT. Durch die 3D IST – Kurven ist ersichtlich, dass es sich bei der ersten Koerzitivkomponenten um Magnetit und bei der zweiten um Hämatit handelt. Die IRM Erwerbsskurve und 3D IST – Kurve der Probe SN0105C (Abbildung 31) zeigt den typischen Verlauf jener Proben. Diese Proben befinden sich ohne einheitlichen Trend im Thompson & Oldfield – Diagramm größtenteils im Bereich der Magnetit-Konzentration <0,001 % und die magnetischen Korngrößen schwanken zwischen 4 bis 64 μm (Abbildung 32). Aufgrund der Lithologien ist ein gemeinsamer



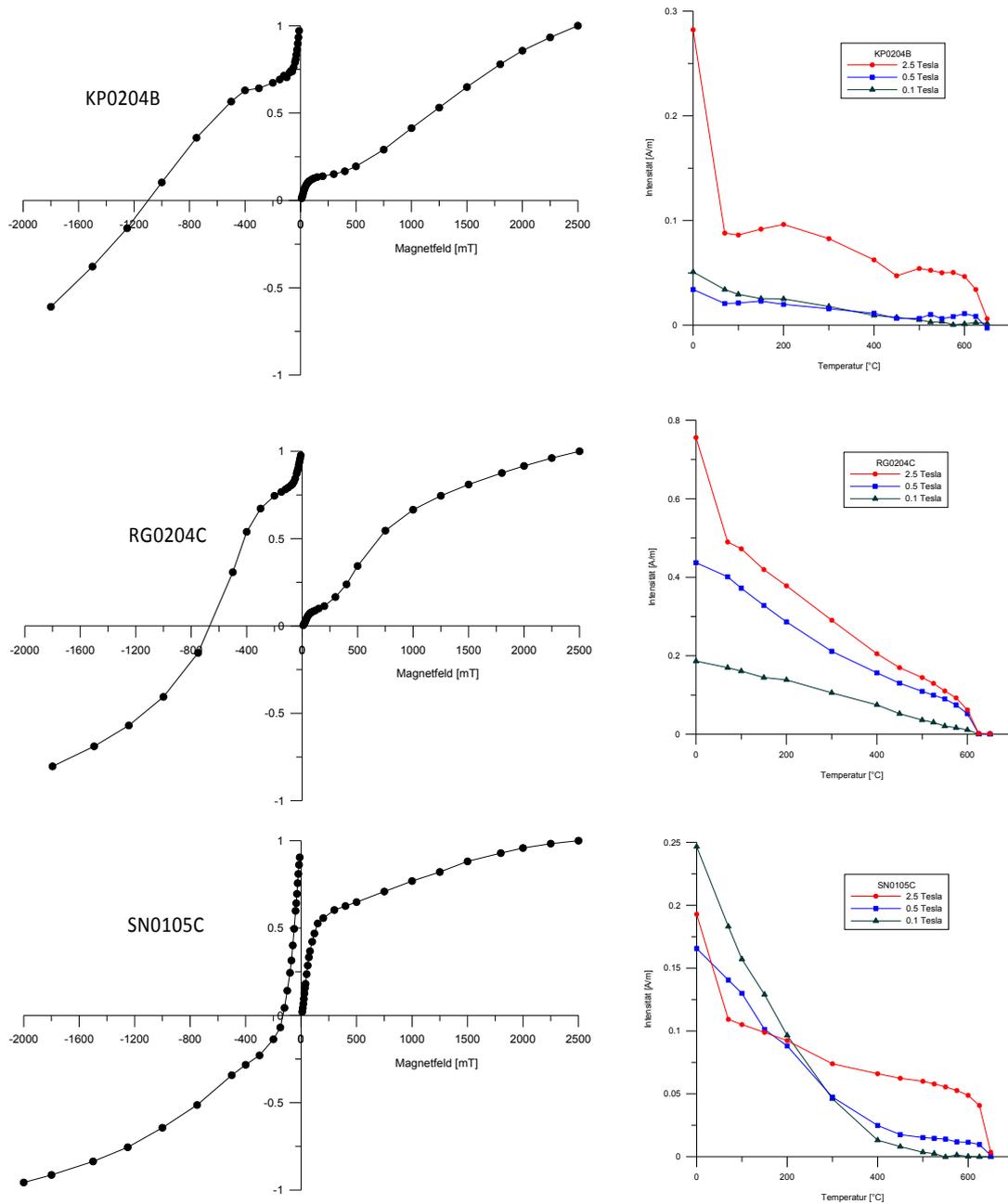


Abbildung 31: IRM Erwerbsskurve, Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft H_{cr} durch die „Backfield“ – Kurve (links) und die thermische Entmagnetisierung der Sättigungsremanenz ($3D I_s T$ – Kurven) zur Bestimmung der Entblockungstemperaturen (rechts)

Trend des Faziesraums zu erkennen, da es sich hauptsächlich um seichte lagunäre Flachwasserkarbonate handelt. Im sub-oxischen Milieu kommt es zur Bildung von biogenem Magnetit (Johnson et al., 1975; Hesse und Stolz, 1999), ausgebildet als Magnetosome in magnetotaktischen Bakterien.

Bei zwei Proben ist H_{cr} zwischen 110 und 450 mT, $B_{\frac{1}{2}}$ schwankt bei der ersten Koerzitivkomponente zwischen 57 und 66 mT und bei der zweiten Komponente hat $B_{\frac{1}{2}}$ 1260 und mehr als 2800 mT (33 – 84 % Anteil). Die Entblockungstemperaturen bei 80 – 100°C und mehr als 600°C belegen, dass es sich bei der ersten Koerzitivkomponente um Hämatit und bei der zweiten um Goethit handelt. Wie die Kurven der thermischen Abmagnetisierung der Sättigungsremanenz zeigen, sind auch Spuren von Magnetit im Gestein enthalten. Die IRM Erwerbsskurve und die 3D I_5T – Kurve der Probe MU0801C ist als Beispiel in Abbildung 31 dargestellt. Es ist kein Trend der zwei Proben im Thompson & Oldfield – Diagramm (Abbildung 32 – GO0403C, MU0801C) zu sehen. Die Magnetit-Konzentration ist bei Probe GO0403C geringer als 0,001 % und die magnetische Korngröße liegt bei etwa 1 μm . Bei MU0801C liegt die Magnetit-Konzentration über 0,001 % mit einer magnetischen Korngröße von 32 μm . Die Probe (GO0403C) mit mehr als 80% Goethit Anteil entstammt der lagunären Flachwasserfazies der Dachstein Fm. Jene Probe mit circa 70 % Hämatit – Anteil sind Kalke der Wetterstein Formation.

H_{cr} von RG0102C ist 110 mT. $B_{\frac{1}{2}}$ der ersten Koerzitivkomponenten beträgt 100 mT (70 %) und mit 30 % Anteil hat die zweite Koerzitivkomponente 2800 mT. Die Entblockungstemperaturen bei der 3D I_5T Analyse sind größer als 600°C und deuten auf Hämatit und Maghemit als erste Koerzitivkomponente hin. Aufgrund des langsamen kontinuierlichen Anstiegs der Backfield-Kurve bis 2,5 T, der Entblockungstemperatur der Hochfeldkomponenten von 630°C (Abbildung 31 – RG0102C) und des SIRM/k-Verhältnisses (Maher et al., 1999) handelt es sich bei der ersten Koerzitivkomponente um Maghemit. Maghemit bildet sich bei niedrigen Temperaturen (<200°C) bei der Oxidation von Magnetit während der Verwitterung an der Oberfläche, sowie subaquatisch. Bei Erhitzung auf 350°C wird Maghemit zu Hämatit umgewandelt (Morris, 2003). Die Probe RG0102C der Klauskalk Formation ist im Thompson & Oldfield – Diagramm (Abbildung 32) außerhalb der Gruppierung aller dargestellten Proben. Im Bereich von 0,001 % Magnetit-Konzentration ist die magnetische Korngröße weit unter 1 μm .

Ähnlich zu den vorher beschriebenen Proben verhalten sich zwei weitere, jedoch steigt deren H_{cr} auf 450 bis 625 mT und die zwei Koerzitivkomponenten halten sich in ihrem Anteil ungefähr im Gleichgewicht. Die Entblockungstemperatur der

Hochfeldkomponente beträgt 200 – 250°C und mehr als 600°C, was auf Titanomagnetit und Hämatit (50 % Anteil) hindeutet (Abbildung 31 – RG0204C). Aufgrund der $B_{1/2}$ Werte der zweiten Koerzitivkomponente von 1400 und 2500 sind auch Spuren von Goethit vorhanden. Aufgrund der negativen mittleren Suszeptibilität konnten die beiden Proben, bei denen es sich um Kalke aus dem Oberrhät handelt, im Thompson & Oldfield – Diagramm nicht dargestellt werden.

Bei zwei Proben erreicht H_{cr} die Werte 625 und 1125 mT. Bei der zweiten Koerzitivkomponente mit mehr als 75 % Anteil erreicht $B_{1/2}$ Werte von 1480 und 2000 mT. Wie die Entblockungstemperatur von 80 – 100°C, 550°C und mehr als 600°C der Hochfeldkomponente bei der 3D I_sT zeigt, handelt es sich um Goethit und Hämatit. Die erste Koerzitivkomponente mit $B_{1/2}$ von circa 37 mT ist Magnetit. Mit einer Magnetit-Konzentration > 0,001 % hat die Probe KP0204B im Thompson & Oldfield – Diagramm eine magnetische Korngröße > 256 μm (Abbildung 32). Lithologisch ist bei diesen beiden Proben kein Zusammenhang erkennbar, da es sich bei der Probe OT0403C um Dachsteinkalk und bei der Probe KP0204B (Abbildung 31) um Kapellen Schiefer der Nördlichen Grauwackenzone handelt.

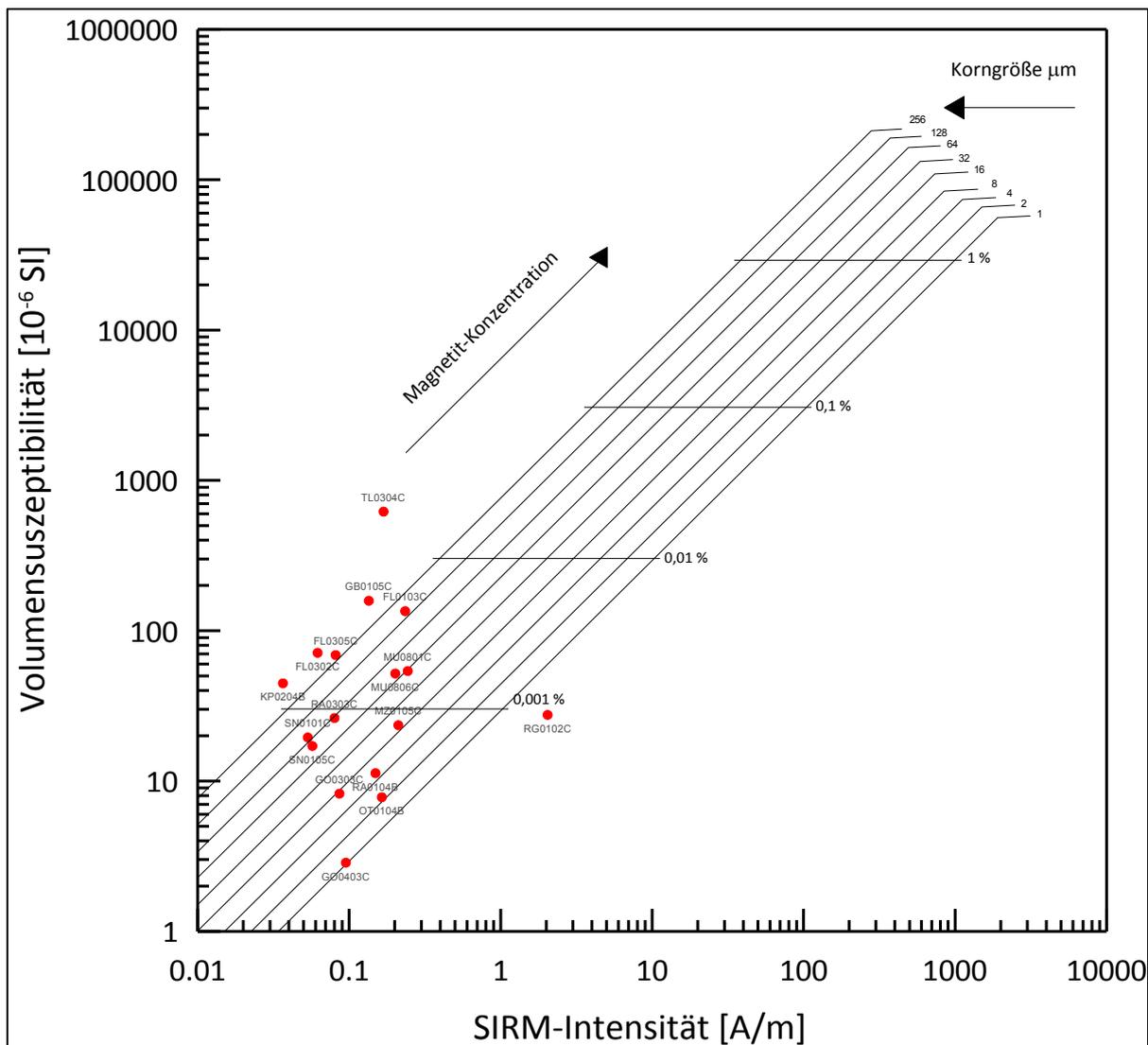


Abbildung 32: Diagramm nach Thompson & Oldfield (1986). Geplottet wurden jene Proben, an denen eine IRM und 3D I_sT durchgeführt wurde und deren mittlere Suszeptibilität positiv ist (Tabelle 7).

5.3. Paläomagnetische Vektoranalyse

In einer vorhergehenden Studie derselben Proben des Arbeitsgebiets (Pueyo et al., 2002) wurden in der Flysch Zone primäre und sekundäre Remanenzrichtungen festgestellt, jedoch konnten keine signifikanten Rotationen bestimmt werden (Darstellung der mittleren Remanenzrichtungen siehe Anhang).

In den Nördlichen Kalkalpen konnten an sechs Sites erfolgreich thermische Entmagnetisierungen durchgeführt werden, welche eine oder zwei Remanenzrichtungen aufweisen.

In der Ötscher Decke der Nördlichen Kalkalpen konnten zwei Sites OT01 und OT05 (Abbildung 33, Tabelle 7) erfolgreich thermisch entmagnetisiert werden. Bei OT01 konnten zwei Remanenzrichtungen festgestellt werden. Die Niedrigtemperatur – Komponente (100 – 250 °C) zeigt in-situ eine gute Gruppierung der Remanenzrichtung ($\alpha_{95} = 5.2^\circ$) und streut nach der Bedding – Korrektur stark (Abbildung 33 – OT01-C2). Sie spiegelt ein junges Erdmagnetfeld (Dek = $346,8^\circ$; Ink = 58°) wieder. Im Temperaturbereich von 200 bis 500 °C streuen die Remanenzvektoren der zweiten Komponente in-situ mit einem α_{95} von 39.1° . Nach der Bedding – Korrektur verbessert sich der Wert auf $\alpha_{95} = 9.8^\circ$ und die mittlere Remanenzrichtung zeigt nach Osten mit ungefähr 60° Inklinaton (Abbildung 33 – OT01-C1).

Beim Site OT05 (Abbildung 33) konnte nur im Temperaturbereich von 330 bis 580 °C ein Remanenzvektor analysiert werden. Mit einem α_{95} von 22° zeigt die mittlere Remanenzrichtung nach der Bedding – Korrektur nach Osten.

Zwei Remanenzvektoren wurden bei Site RG01 (Abbildung 33) festgestellt. Der Remanenzvektor im Temperaturbereich von 100 bis 250°C ist in-situ nach einem jungen Magnetfeld orientiert (Dek = 27° ; Ink = 57°) (Abbildung 33 – RG01-C2). Der Mittelwert der zweiten Remanenzrichtung ist nach der Bedding – Korrektur nach Osten gerichtet mit einem α_{95} von 9.2° .

In der Mürzalpen Decke konnten an zwei Sites zwei Remanenzrichtungen festgestellt werden. In-situ fällt der mittlere Remanenzvektor des Temperaturbereichs von 200 bis 400°C vom Site SN nach Norden (Dek = 357°) mit einer Inklinaton von 55.8° ($\alpha_{95} = 8.5^\circ$)

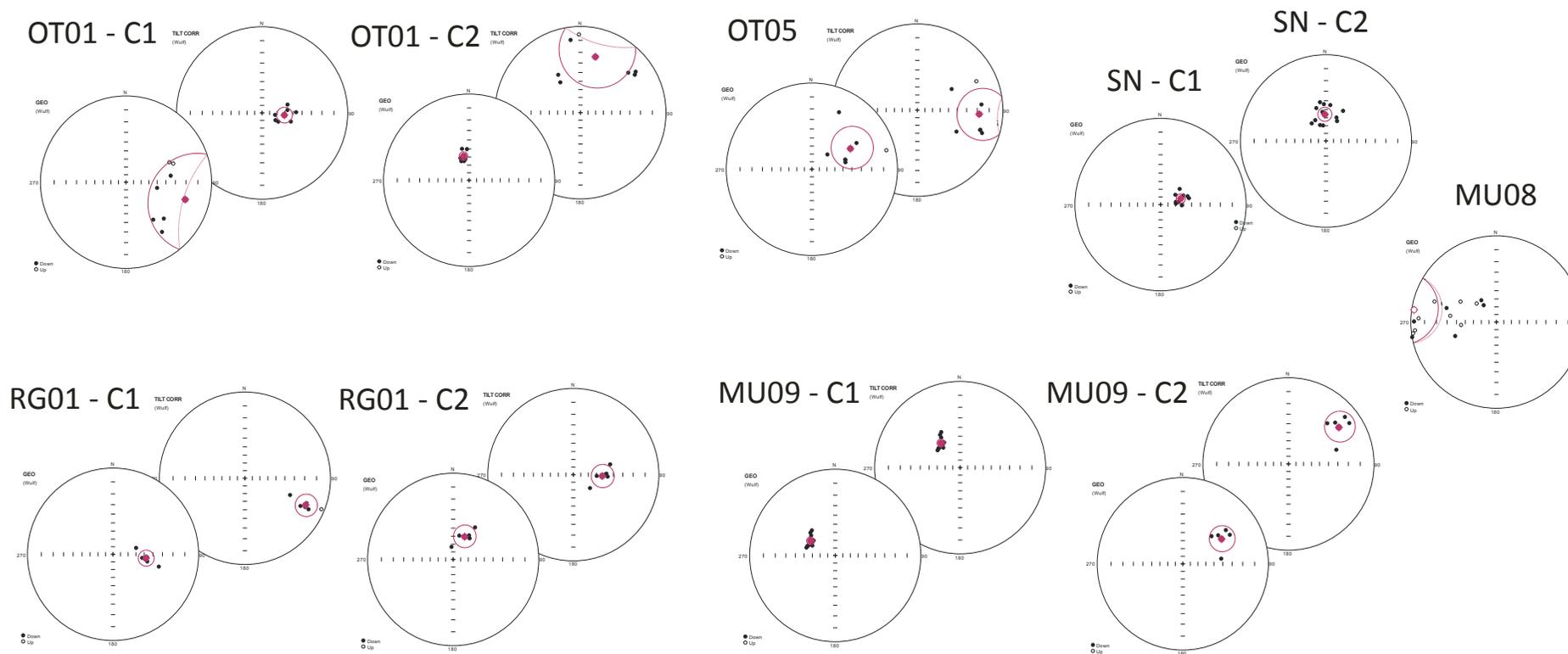


Abbildung 33: Remanenzrichtungen der Hochtemperatur-Komponenten (C1) und Niedrigtemperatur – Komponenten (C2) und deren Mittelwerte mit α_{95} (roter Punkt und roter Kreis) in situ (links) und Bedding korrigiert (rechts). Stereographische Projektion im Wulffschen Netz, volle Punkte kennzeichnen die Darstellungen auf der unteren Hemisphäre, schwarze Kreise auf der oberen Hemisphäre.

ein (Abbildung 33 – SN-C2). Der zweite Remanenzvektor liegt im Temperaturbereich von 400 bis 580°C und ist in-situ nach NNE gerichtet ($\alpha_{95} = 5.8^\circ$) (Abbildung 33 – SN-C1). Mit einem α_{95} von 22.3° ist die Remanenzrichtung des Sites MU08 in-situ nach Westen gerichtet (Abbildung 33 – MU08). Der Mittelwert des ersten Remanenzvektors (Temperaturbereich NRM – 200) des Sites MU09 (GB02) (Abbildung 33 – MU09-C2) ist in-situ sowie Bedding korrigiert nach Nordosten gerichtet. Der zweite Remanenzvektor wurde im Temperaturintervall von 200 bis 580°C ermittelt. Er fällt nach der Bedding – Korrektur mit 50° Inklination nach Nordwesten ein ($\alpha_{95} = 4.6^\circ$) (Abbildung 33 – MU09-C1). Dieser Site wurde gegen den Uhrzeigersinn um eine vertikale Achse rotiert.

Die Inklinationen können nicht für die Altersbestimmung durch Vergleich mit der erwarteten Inklination der berechneten Remanenzrichtungen aus der scheinbaren Polwanderkurve (APWP) der Afrikanischen und Europäischen Platte (Besse und Courtillot, 2002) genutzt werden, da es keine Übereinstimmung gibt beziehungsweise die Auflösung zu gering ist (Abbildung 34).

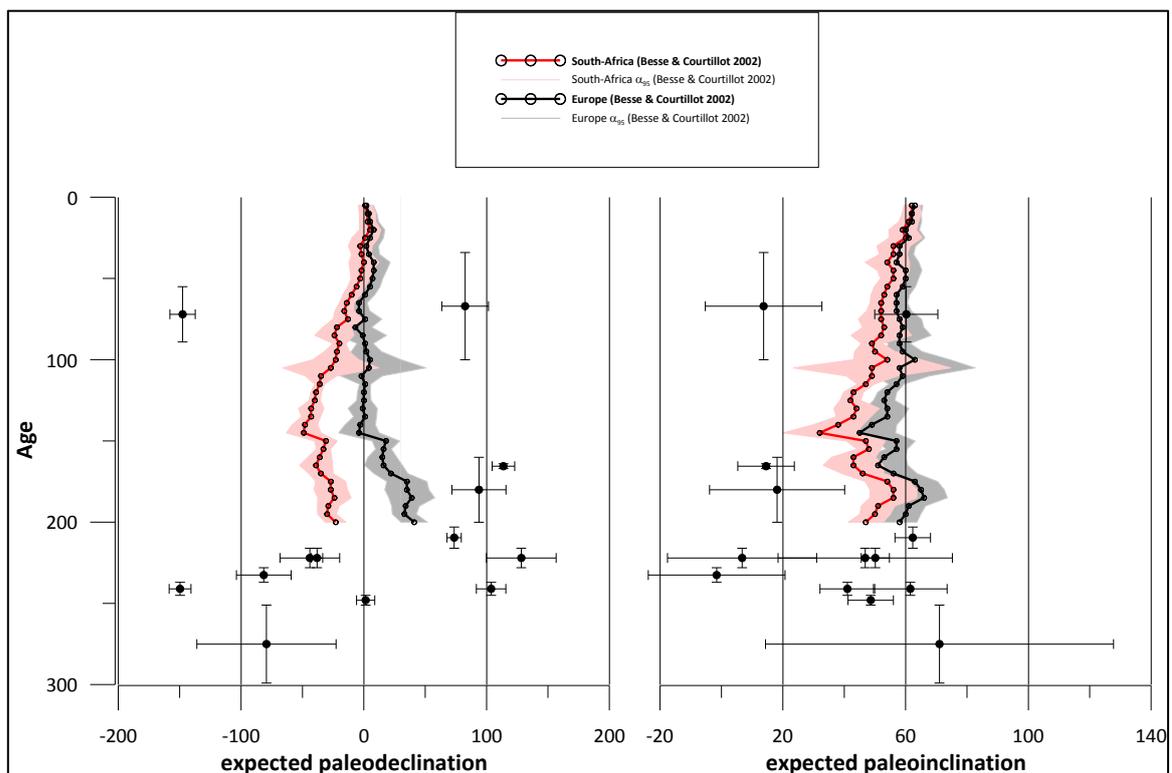


Abbildung 34: Berechnete Remanenzrichtungen aus der scheinbaren Polwanderkurve (APWP - Apparent Polar Wander Path) bezogen auf Salzburg, Österreich, links die Deklination von Südafrika und Europa, rechts die Inklination von Südafrika und Europa – unterschiedliche Skalierungen der x-Achsen (Daten von Besse & Courtillot, 2002).

6. INTERPRETATION

6.1. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und magnetische Mineralbestimmung

Die magnetischen Gefügemessungen ergeben drei charakteristische Trends, welche mit den tektonischen Einheiten der im Norden des Arbeitsgebiets liegenden Flyschzone, den Nördlichen Kalkalpen und der im Süden liegenden Nördlichen Grauwackenzone gleichzusetzen sind.

Die meisten Sites des untersuchten Arbeitsgebiets, vor allem jene in den Nördlichen Kalkalpen, sind nicht geeignet für eine Korrelation des Strain mit der AMS, da sie diamagnetisch und/oder isotrop sind (Tabelle 7). Allerdings zeigen manche Sites ein anisotropes magnetisches Gefüge.

Die turbiditischen Ablagerungen der Flyschzone eignen sich gut für Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität. Es dominieren oblate Gefüge, in denen sich k_{\max} in-situ bevorzugt in einer Nordost – Südwest Richtung einregelt. Innerhalb des N – S Profils sind die AMS Parameter geringer als in den Nördlichen Kalkalpen (Abbildung 35; siehe Anhang: Beilage). Das primäre sedimentäre Gefüge wurde durch die erste Phase des Strain bereits leicht überprägt und deutet auf das Stadium der frühen Deformation hin. Es ist hervorzuheben, dass die Sites des Penninischen Flyschs ein besseres Ergebnis der AMS liefern. Im Zuge der IRM Analyse wurde Magnetit als magnetisches Mineral identifiziert. Die Volumensuszeptibilität schwankt zwischen 70 und 135×10^{-6} SI, ist jedoch deutlich höher als in den Nördlichen Kalkalpen und geringer als in der Nördlichen Grauwackenzone (Abbildung 35; siehe Anhang: Beilage).

Signifikanten Unterschiede der Volumensuszeptibilität von Norden nach Süden (Abbildung 35; siehe Anhang: Beilage) in den tektonischen Großeinheiten sind zu sehen. Die Volumensuszeptibilität in den Gesteinen des Flyschs sowie in der Nördlichen Grauwackenzone wird hauptsächlich von Paramagnetika getragen. Die IRM Intensität wird von anderen Mineralen als die ChRM getragen.

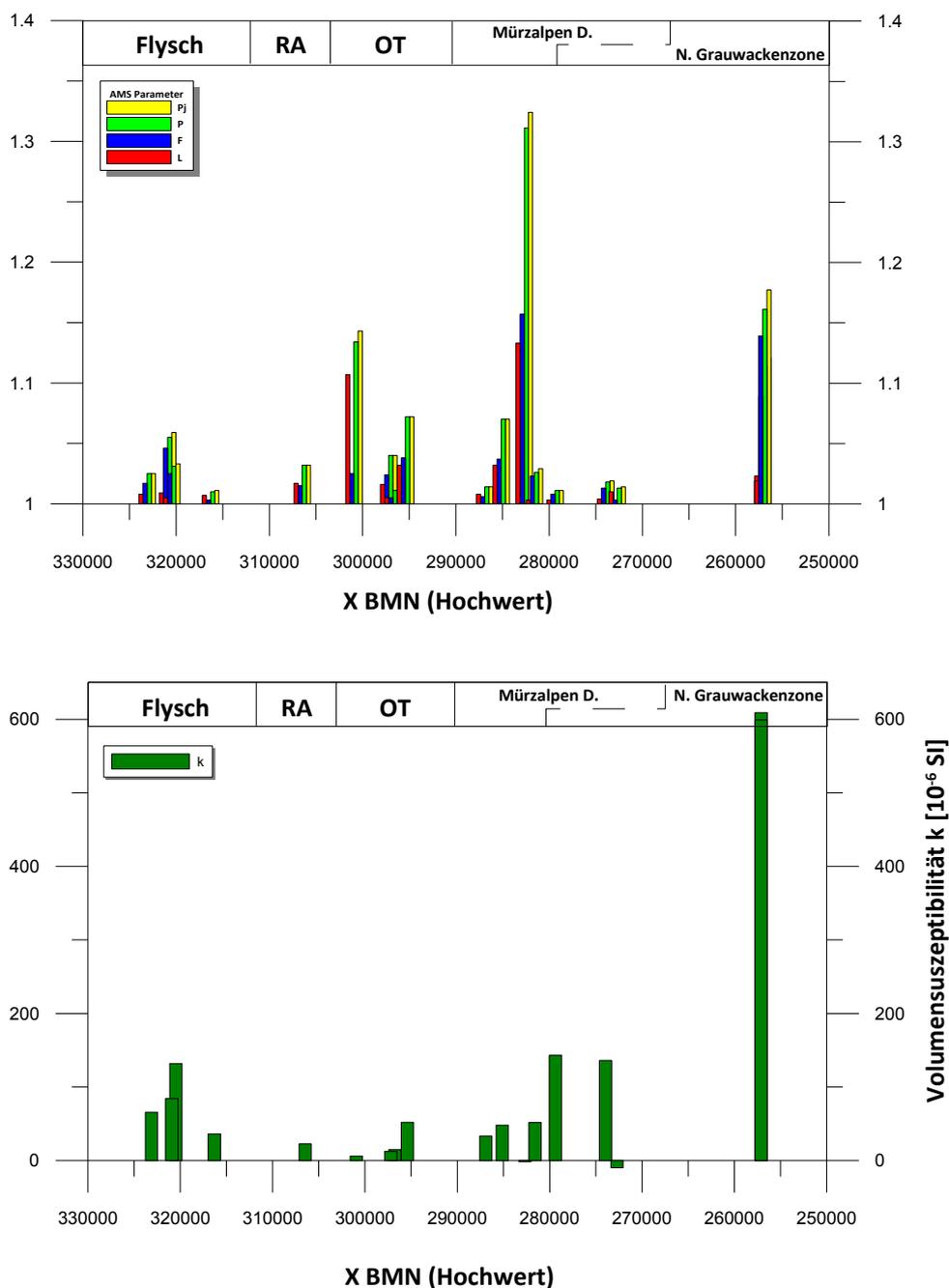


Abbildung 35: AMS Parameter (oben) und Volumenssuszeptibilität (unten) entlang eines N – S Profils. Einteilung in Decken, Abkürzungen: RA = Reisalpen Decke, OT = Ötscher Decke, MZ = Mariazeller Gosau.

Im Zuge dieser Arbeit haben sich innerhalb der Nördlichen Kalkalpen die untersuchten Sites des Bajuvarikums, der Gölser Decke des Tirolikums und der weißen Kalke der Gosau-Gruppe für die Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität als ungeeignet herausgestellt. Die beprobten Gesteine sind hauptsächlich diamagnetisch

und wiesen ein isotropes magnetisches Gefüge auf. In der Frankenfels, Lunzer und Sulzbach Decke haben sich der auf einer Seichtwasserplattform im hypersalinen Bildungsraum einer seichten weiten Lagune mit zeitweisem Trockenfallen entwickelte Hauptdolomit (Nor) (Flügel und Neubauer, 1984) und der lagunäre Dachsteinkalk (Nor) als ungeeignet für die AMS Analyse herausgestellt. Wegen ihrer Position auf der Karbonatplattform kam es bei beiden Lithologien zu einem geringen siliziklastischen Eintrag (Flügel & Neubauer, 1984), was den Mangel an magnetischen Mineralen und somit die geringe Volumenssuszeptibilität erklärt. Die Volumenssuszeptibilität variiert bei den untersuchten Sites zwischen -7.5 und 20^{-6} SI (Tabelle 7).

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zeigen nur Sites der Reisalpen, Ötscher und Mürzalpen Decke signifikant anisotrope Gefüge mit geringen Suszeptibilitäten. Von Norden nach Süden ist ein Trend der magnetischen Gefüge erkennbar (Abbildung 35; siehe Anhang: Beilage). Die Reisalpen Decke liegt am nördlichsten und zeigt ein schwaches triaxiales Gefüge. Die Suszeptibilitätshauptachse k_{\max} variiert in-situ zwischen einer Nord – Süd Richtung und einer NE – SW Richtung. Bei der Formation handelt es sich um Gutensteiner Kalke (U. Anis) und das dominierende magnetische Mineral ist Magnetit.

In der Ötscher Decke herrschen oblate bis triaxiale Gefüge vor und k_{\max} richtet sich in-situ bevorzugt in NW – SE Richtung aus. Die beprobten Formationen sind die Gutenstein Formation, die Oberseebrekzie (U. - M. Jura) und Klauskalk (Bathon). Die dominierenden magnetischen Minerale sind Magnetit und Maghemit, sowie Spuren von Hämatit und Goethit sind vorhanden.

In der Mürzalpen Decke sind triaxiale Gefüge mit Tendenz zu schwach prolaten magnetischen Gefügen vorhanden, was auf den höchsten Strain innerhalb der untersuchten Sites in den NKA hinweist. Die in-situ Orientierungen von k_{\max} sind NE – SW und NW – SE. Die dominierenden magnetischen Minerale in der Wetterstein Formation (Ladin), im Lunzer Sandstein (Karn), in der Raibl Formation (Karn) und im Aflenzer Kalk (Nor) sind Magnetit und Hämatit, und ein gewisser Prozentsatz an Goethit ist vorhanden.

Im Norden sind verstärkt oblat bis triaxiale Gefüge vorhanden und im Süden tendieren die magnetischen Gefüge von triaxial zu schwach prolat. Dies deutet auf stärkeren Strain

als in der Flyschzone und das frühe Stadium der Deformation hin. Die magnetische Lineation und Foliation sowie der Grad der Anisotropie sind in den NKA höher als in der Flyschzone (siehe Anhang: Beilage).

Eine erfolgreiche AMS Analyse konnte an Gesteinen, welche in einem sub-oxischen bis reduzierenden Milieu und bei vermehrten terrigenen Schüttungen abgelagert wurden, durchgeführt werden. Durch siliziklastischen Eintrag kommt es zur Anreicherung von ferromagnetischen und paramagnetischen Mineralen und sub-oxische bis reduzierende Bedingungen bilden Lebensraum für magnetotaktische Bakterien. Dies trifft auf die Gutenstein Formation, die Wetterstein Formation, die Lunzer Schichten, die Raibl Formation, den Aflenzer Kalk, die Oberseebrekzie (U. - M. Jura) und den Klauskalk (Bathon) zu.

Innerhalb der Ötscher Decke waren die Gesteine des lagunären Dachsteinkalks, der Kössen Formation und des Rhät-Riffkalks diamagnetisch und ungeeignet für die AMS Analyse. Die magnetischen Minerale des Dachsteinkalks sind Magnetit und Goethit. Hauptträger der Magnetisierung beim Rhät-Riffkalk ist Hämatit, wobei auch Spuren von Titanomagnetit und Goethit vorhanden sind. Dabei handelt es sich um Riffkalk und Riffschutt, welche die Sedimente des Beckens an den Plattformrändern überwachsen haben (Wessely, 2006). Bei der Kössen Formation ist in einem Site zu 100% Magnetit als Träger vorhanden, und beim zweiten Site dominiert Hämatit und Goethit (Tabelle 7). Die grauen schichtigen Kalke der Kössen Formation haben die Ablagerungsgebiete des Hauptdolomits sowie Teile des lagunären Dachsteinkalks im Rhät überlagert. Dabei kam es zu vermehrten terrigenen Eintrag, wodurch die Karbonatproduktion eingeschränkt wurde (Wessely, 2006). Für zukünftige Untersuchungen der Kössen Formation der Ötscher Decke sollten bevorzugt Horizonte mit tonig-mergeligem Mineral beprobt werden, um ein Potential für die AMS Analyse zu gewährleisten.

In der Nördlichen Grauwackenzone sind oblate Gefüge mit Tendenz zu triaxialen Gefügen dominant. Bei der in-situ Orientierung der k_{\max} sind zwei Trends erkennbar: (1) k_{\max} streut entlang einer NW – SE Richtung und (2) k_{\max} richtet sich von Ost – West aus.

Schwache magnetische Lineation und geringer korrigierter Anisotropiegrad sind Nachweise, dass nur geringe Deformation im Gestein aufgenommen wurde (siehe

Anhang: Beilage). Die Volumenssuszeptibilität ist in der Nördlichen Grauwackenzone am höchsten (Abbildung 35), obwohl diese hauptsächlich von Paramagnetika getragen wird.

6.2. Paläomagnetische Vektoranalyse

In einer vorhergehenden paläomagnetischen Studie von Pueyo et al. (2002) wurden an denselben Sites der Flyschzone primäre und sekundäre Remanenzvektoren festgestellt. Wegen zu geringer Datenqualität konnte keine Rotation nachgewiesen werden.

An drei Sites der Ötzer Decke und an drei Sites der Mürzalpen Decke konnte erfolgreich eine paläomagnetische Vektoranalyse durch eine thermische Entmagnetisierung durchgeführt werden. Bei der IRM und 3D I_sT Analyse wurde für die Niedrigtemperaturkomponente C2 als Trägermineral Goethit nachgewiesen. Die Inklination der Niedrigtemperaturkomponente variiert zwischen 52° und 58° . Diese beiden Argumente deuten darauf hin, dass es sich bei C2 um eine junge Aufprägung des Erdmagnetfelds handelt. Die Bildung der Goethit Phase steht im Zusammenhang mit neotektonischen Ereignissen ab dem Miozän, da es zur Exhumation des Tauernfensters (zw. 30 und 10 Ma) kam (Frisch et al., 1998; Lammerer & Weger, 1998). Durch den entstehenden Platzmangel durchliefen die NKA eine laterale Ausdehnung nach Osten (Ratschbacher et al., 1991). Vermutlich steht die Mineralneubildung und junge Remagnetisierung damit im Zusammenhang. C2 ist mit einem Winkel von 2° bis 57° gegen den Uhrzeigersinn oder im Uhrzeigersinn um eine vertikale Achse rotiert.

Anhand der Hochtemperaturkomponente C1 der ChRM konnte eine Rotation von circa 90° im Uhrzeigersinn um die vertikale Achse nachgewiesen werden. Die Sites MU08 und MU09 zeigen jedoch eine Rotation um denselben Betrag gegen den Uhrzeigersinn. Pueyo et al. (2002) haben innerhalb der Tirolischen und Juvavischen Einheiten eine Rotation von 30° bis mehr als 100° im Uhrzeigersinn um eine vertikale Achse festgestellt. Das Alter der Rotation konnte an den untersuchten Sites der vorliegenden Arbeit aufgrund von zu geringer Datenmenge nicht bestimmt werden. Pueyo et al. (2007) haben eine Remagnetisierung (J3) nach Beenden der Überschiebung der NKA über den Penninischen Flysch datiert. Danach verhalten sich die NKA wie starre Blöcke, welche durch Störungen

große laterale Bewegungen durchmachen, aber es kommt nicht mehr zu einer signifikanten internen Deformation. Durch die Kontinent-Kontinent-Kollision kommt es zur Einengung und diese Blocksysteme rotieren mit circa 60° im Uhrzeigersinn um die vertikale Achse. Wegen Platzmangel gibt es ebenso eine im Uhrzeigersinn ($+30^\circ$) und eine gegen den Uhrzeigersinn (-30°) gerichtete Rotation. Die Remagnetisierung C1 könnte J3 gleichzusetzen sein.

6.3. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und magnetische Richtungen

In der Flyschzone, den Nördlichen Kalkalpen und der Nördlichen Grauwackenzone haben die in-situ Orientierungen der k_{\max} und die Remagnetisierungen C1 und C2 keinen einheitlichen Trend (Abbildung 36a). Da es sich bei C2 um eine junge Remagnetisierung handelt, wurden die in-situ Deklinationen von C2 um den Rotationsbetrag nach Norden zurückrotiert. Dabei wurde die in-situ Orientierung der k_{\max} mitrotiert. Die magnetischen Gefüge der Sites der Nördlichen Kalkalpen zeigen im Westen eine einheitliche NW – SE Richtung und östlich von Mariazell eine bevorzugte NE – SW Richtung (Abbildung 36b). Dieser Trend deutet darauf hin, dass die AMS Gefüge in den Nördlichen Kalkalpen zeitgleich mit der jungen Remagnetisierung C2 mitrotiert sind. Im Osten kam es zu einer Rotation im Uhrzeigersinn um eine vertikale Achse und im Westen zu einer Rotation gegen den Uhrzeigersinn um eine vertikale Achse.

Im Norden des Arbeitsgebiets in der Flyschzone sind die magnetischen oblaten Gefüge am Anfang eines Deformationsstadiums, was auf geringen Strain in dieser tektonischen Einheit hindeutet. Deren k_{\max} richtet sich bevorzugt NE- SW aus. Im Oberen Eozän bis Oligozän fand laut Peresson und Decker (1997) die erste tertiäre Paläostress Evolution T1, eine NW – gerichtete Kompression während der Überschiebung des Helvetischen Kontinentalrands statt. Die maximale Hauptnormalspannung σ_1 war subhorizontal nach Nordwest gerichtet und es bildeten sich Störungen mit Abschiebungscharakter bei dem σ_3 subvertikal Nordost gerichtet war. Gleichzeitig entstanden Seitenverschiebungen mit σ_3 subhorizontal nach Nordost orientiert. Peresson und Decker (1997) haben im Flysch

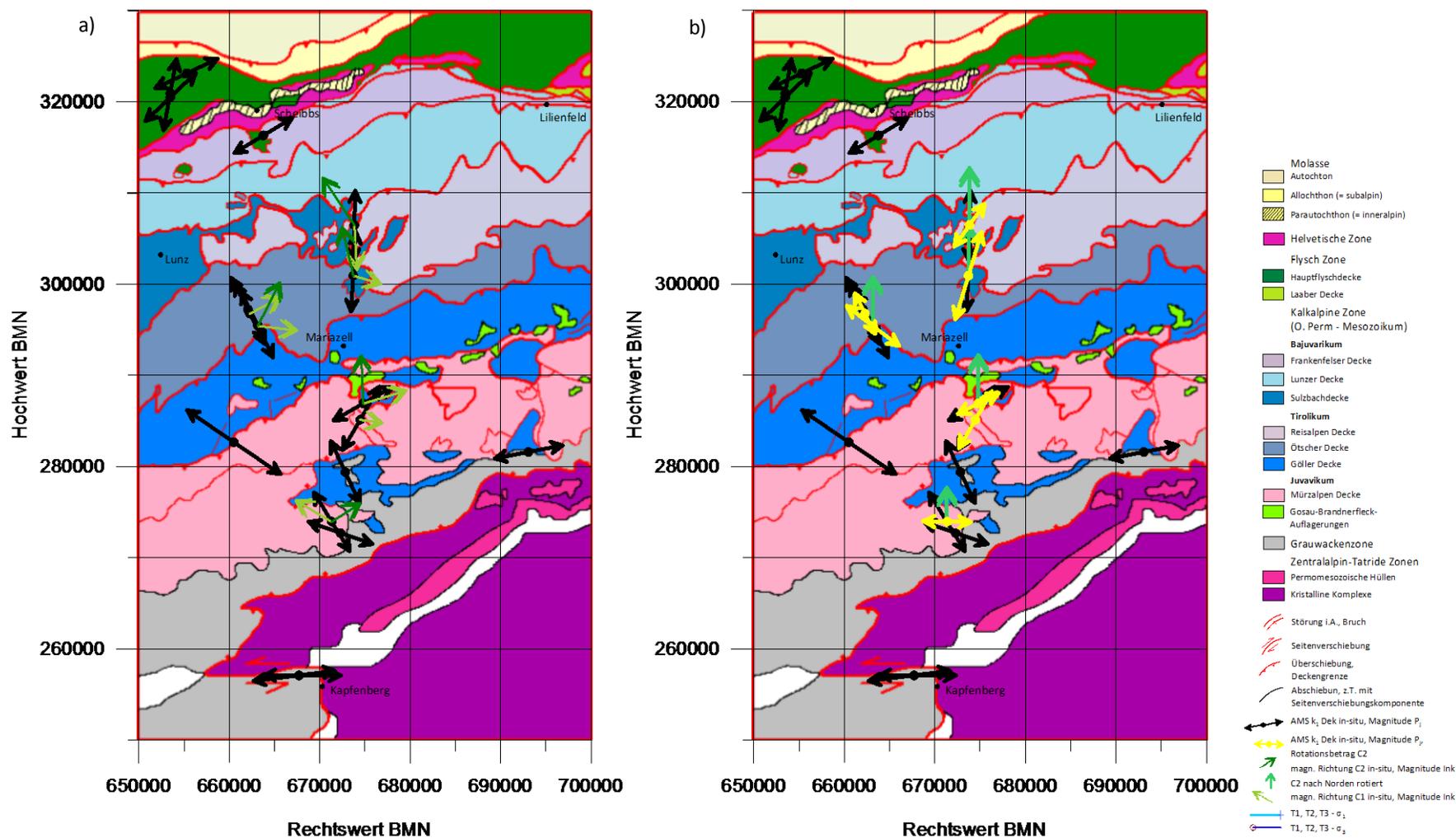


Abbildung 36: Tektonische Karte (modifiziert nach Wessely, 2006) a) mit den in-situ Orientierungen der k_{\max} (Magnitude = P_1) und den magnetischen Richtungen C1 und C2 (Magnitude = Ink), b) Remagnetisierung C2 ist nach Norden rotiert, k_{\max} in-situ um den Rotationsbetrag von C2 mitrotiert.

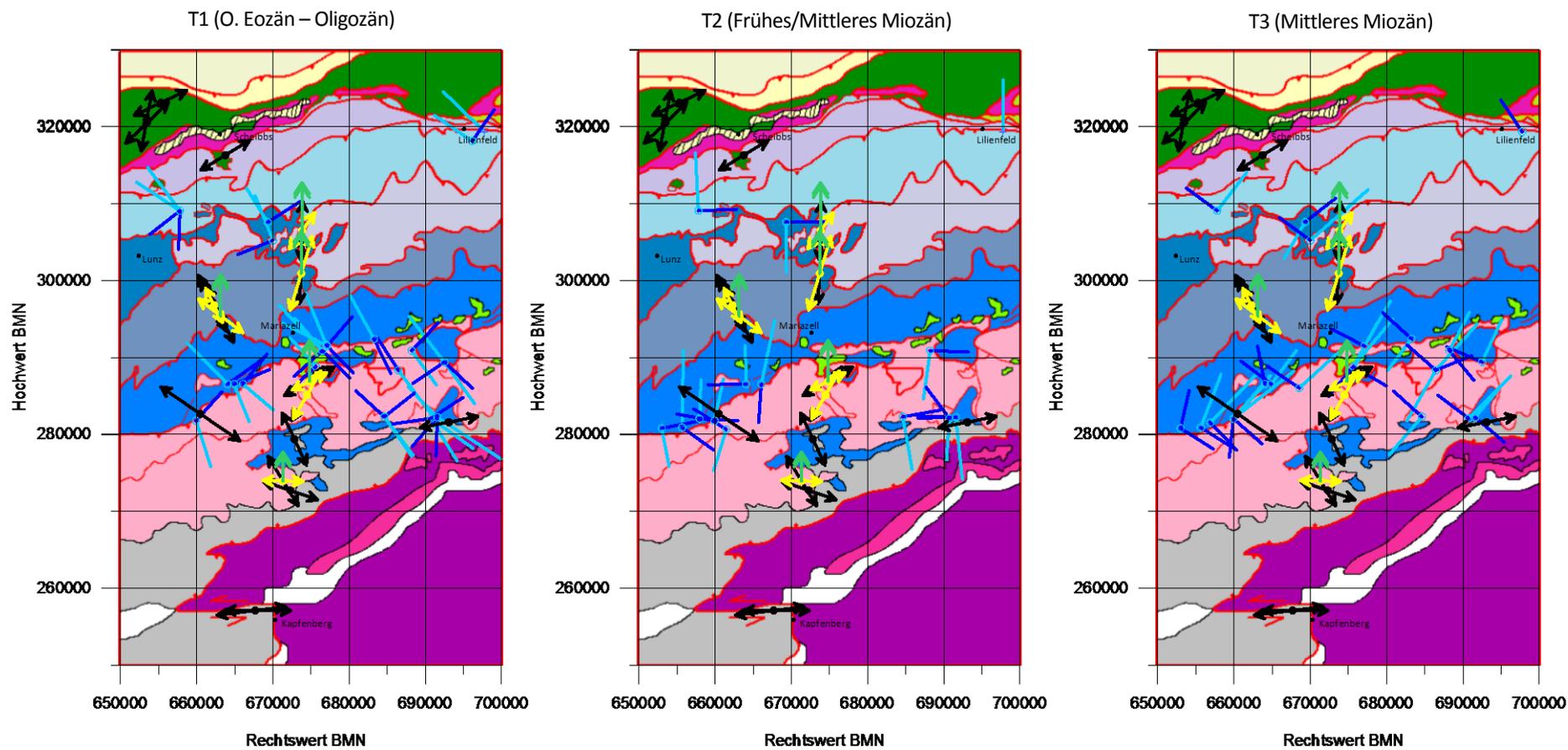


Abbildung 37: Tektonische Karte (modifiziert nach Wessely, 2006), Legende wie in Abbildung 36, Darstellung der Orientierung von k_{max} unrotiert und rotiert, sowie die tertiären Paläostress Gruppen T1 bis T3 von Peresson und Decker (1997).

der penninischen Oberplatte keine Kompressionsstrukturen des Stadiums T1 festgestellt, was vermuten lässt, dass die Nördlichen Kalkalpen möglicherweise zu jener Zeit an ihrer Basis der Überschiebungsfrent von dem nach Süden hin subduzierten Flysch der Penninischen Oberplatte abgekoppelt war. Der dokumentierte Strain in den magnetischen Gefügen des Flyschs ähnelt der NW – SE Kompression (T1) am ehesten (Abbildung 37, T1).

In der Nördlichen Grauwackenzone richtet sich k_{\max} der magnetischen Gefüge Ost – West aus. Im Frühen bis Mittleren Miozän kam es zu einer Nord-gerichteten Kompression (T2) im Zuge der Überschiebung des Penninischen und Helvetischen Flyschs sowie der Molasse. Bei T2 wurden konjugierte Überschiebungen und Aufschiebungen von T1 reaktiviert, wobei σ_3 bei T2a horizontal nach Westen und bei T2b subvertikal nach Nordwesten oder Nordosten gerichtet ist (Peresson & Decker, 1997), wozu sich k_{\max} parallel eingeregelt hat. Im Süden der Juvavischen Decke bei Zurücknahme der jungen Rotation von C2 ist dieselbe Ausrichtung von k_{\max} zu sehen (Abbildung 37, T2).

Wenn k_{\max} um den Rotationsbetrag von C2 rückrotiert wurde, kommt es innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zur besten Übereinstimmung von k_{\max} mit σ_3 (Abbildung 37, T3) einer Nordost-gerichteten Kompression T3, welche während lateraler Extrusion im Mittleren Miozän zu ENE – WSW gerichteten Seitenverschiebungen und NW – SE gerichteten Überschiebungen führte (Peresson & Decker, 1997). Dieser Trend der magnetischen Gefüge ist über alle Decken des Tirolikums und Juvavikums zu verfolgen. An den Deckengrenzen des Bajuvarikums zum Tirolikum und vom Tirolikum zum Juvavikum ist k_{\max} NE – SW orientiert. Innerhalb der Ötscher und Mürzalpen Decke weist k_{\max} einen NW – SW Trend auf. Die magnetischen Gefüge wurden innerhalb der Decken der NKA von Überschiebungen oder reaktivierten Abschiebungen und an der Deckengrenze zur Grauwackenzone von sinistralen Seitenverschiebungen beeinflusst.

7. VERZEICHNISSE

7.1. Literaturverzeichnis

Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, 107 (B11), 6-1 - 6-31.

Blakemore, R. P., 1982. Magnetotactic bacteria. *Ann. Rev. Microbiol.*, 36, 217-238.

Borradaile, G. J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*, 23, 1581–1596.

Borradaile, G. J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, 49–93.

Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Hrsg.), 1999. Austrian Map, Version 1.0.

Butler, R. F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell, Boston, 319 pp.

Collinson, D. W., 1983. *Methods in rock magnetism. Techniques and instrumentation*. Chapman and Hall, London, 503 pp.

Debacker, T. N., Hirt, A. M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics*, 466, 32-46.

Egger, H., 1990. Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. *Jahrb. Geol. B.-A.*, 133(2), 147-155.

Egger, H., Homayoun, M., Schnabel, W., 2002. Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 152, 247 – 262.

Evans, M. A., Lewchuck, M. T., Elmore, R. D., 2003. Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Structural Geology*, 25, 1525-1549.

Fassbinder, J., Stanjek, H., Vali, H., 1990. Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 343, 161–163.

Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 217, 295-305.

Flügel H. W., Neubauer F., 1984. *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1: 200.000 – Geologische Bundesanstalt, Wien*.

Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., 1998. Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics*, 297, 1-15.

Frisch, W., Gawlick, H.-J., 2003. The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion — a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 92, 712-727.

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.

Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S., Schmid, S.M., 1999. Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps). Paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 201–218.

Flinn, D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q.J. Geol. Soc. Lond.*, 118, 385-428.

Gasser, D., Gusterhuber, J., Krische, O., Pühr, B., Scheucher, L., Wagner, T., Stüwe, K., 2009. Geology of Styria: An overview. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, Bd. 139, 5-36.

Gawlick, H.-J., Krystyn, L., Lein, R., 1994. Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. *Geol. Rundschau*, 83, 660-664.

Gawlick H.-J., Krystyn L., Lein R., Mandl G. W., 1999. Tectonostratigraphic concept of the Juvaviv Domain. *Tübinger Geowiss. Arb., Ser. A* 52, 95-99.

Günter, A., 2003. Magnetische Anisotropie gebänderter Eisenerze und deren Beziehung zu kristallographischen Vorzugsorientierungen. PhD Thesis, Universität Clausthal, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, ISSN 0344-9629, Geesthacht, 141 pp.

Haas, J., Kovacs, S., Krystyn, L. & Lein, R., 1995. Significance of Late Permian - Triassic facies zones in terrane reconstruction in the Alpine - North Pannonian domain. *Tectonophysics*, 242,19-40.

Hekel, H., 1968. Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). *Jahrb. Geol. B.-A.*, 111, 293-338.

Hesse, P., Stolz, J.F., 1999. Bacterial magnetite and the Quaternary record. In: Maher, B.A., Thompson, R., 1999. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 390 pp.

Hrouda, F., Jelinek, V., 1990. Resolution of ferromagnetic and paramagnetic anisotropies, using combined low-field and high-field measurements. *Geophys. J.*, 103, 75– 84.

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophys. et geol.*, 22, 50–62.

-
- Jelinek, V., 1981. Characterization to the magnetic fabric of rocks. *Tectonophys.*, 79, 63–67.
- Johnson, H. P., Kinoshita, H. and Merrill, R. T., 1975. Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep sea sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 412-420.
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., 2006. Anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic studies in relation to the tectonic evolution of the Miocene–Pleistocene accretionary sequence in the Boso and Miura Peninsulas, central Japan. *Tectonophysics*, 418, 131-144.
- Kristan-Tollmann, E., Tollmann, A., 1962. Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen, Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Republik Österreich 1:2.000.000 mit Erläuterung, Geol. Bundesanstalt, 22 pp.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *EPSL*, 189, 269-276.
- Lammerer, B., Weger, M., 1998. Footwall uplift in an orogenic wedge: The Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. *Tectonophysics*, 285, 213 – 230.
- Lein, R., Gawlick, H.-J., 2001. Neue Grundlagen zur tektonischen Interngliederung der Mürzalpendecke auf der Basis von Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Untersuchungen. Geol. B.-A. Arbeitstagung 2001 (Neuberg), Wien, pp. 132-134.
- Lowrie, W., 1986. Paleomagnetism and the Adriatic promontory: a reappraisal. *Tectonics*, 5(5), 797-807.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals by coercivity and unblocking temperatures properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- Maher, B. A., Thompson, R., 1999. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 390 pp.
- Mandl, G. W., 2001. Die östlichen Kalkhochalpen - Stratigraphische Entwicklung und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. Geol. B.-A. Arbeitstagung 2001 (Neuberg), Wien, pp. 71-87.
- McCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B. B., 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton Limestone: results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophys. Res. Letters*, 12, 333-336.
- McElhinny, M. W., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 8, 338 – 340.
- McElhinny, M. W., McFadden, P. L., 2000. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. Academic press, International Geophysics Series, 73, 386 pp.
- Möbus, G., 1997. *Geologie der Alpen*. von Loga, Köln, 340 pp.

-
- Morris, A., 2003. A Paleomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics*, 377, 211-228.
- Nagata, T., 1961. *Rock magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350 pp.
- Nèel, L., 1948. Magnetic properties of ferrites: ferrimagnetism and antiferromagnetism. *Ann. Phys.*, 3, 137-198.
- Neubauer F., Handler R., Hermann S., Paulus G., 1994. Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 86, 61–74.
- Oliva-Urcia, B., Larrasoana, J. C., Pueyo, E. L., Gil, A., Mata, P., Parés, J. M., Schleicher, A. M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*, 31, 163-176.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002. Easy handling of tectonic data, the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. *Computers and Geosciences*, 28, 1193-1200.
- Parés, J. M., 2004. How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. In: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 238, pp. 191–203.
- Parés, J. M., Van Der Pluijm, B. A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307, 1-14.
- Peresson, H. & Decker, H., 1997. The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. *Tectonophysics*, 272, 125-157.
- Plöschinger, B., 1995. Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a review. *Mem. Sci. Geol.*, 47, 73-86.
- Pueyo, E. L., Schneider, M., Mauritsch, H. J., Scholger, R., Lein, R., 2002. A paleomagnetic cross section through the Eastern Northern Calcareous Alps: preliminary data in the Mariazell meridian. *Pangeo poster*.
- Pueyo, E. L., Mauritsch, H. J., Gawlick, H.-J., Scholger, R., Frisch, W., 2007. New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. *Tectonics*, 26, doi:10.1029/2006TC001965, 1-25.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*, 1. Strain Analysis. Academic Press, London, 307 pp.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, G., Merle, O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps: 2. Structural analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.
- Robl, J., Stüwe, K., 2005. Continental collision with finite indenter strength: 2. European Eastern Alps. *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001741, 1-21.

-
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9, 1015– 1020.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.*, 97, 93-117.
- Schnabel, W. (Koord.), Bearbeitung: Fuchs, G. et al., 2002. Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, 2 Bl., Farbdruck, Kurzerläuterungen von: Schnabel, W. (Red.) et al., 47 S., ill., 2 Taf., ISBN 3-85316-017-4.
- Schnepp, E., 2007. Archäomagnetische Datierung in Deutschland und Österreich. *Archäologisches Korrespondenzblatt, Römisch- Germanisches Zentralmuseum Mainz*, 37, Heft 2, 313-320.
- Soffel, Chr., 1991. Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 276 pp.
- Soto, R., Larrasoana, J. C., Arlegui, L. E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J. L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology*, 31, 512-522.
- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 217 pp.
- Thöny, W., Ortner, H., Scholger, R., 2006. Paleomagnetic evidence for large en-bloc rotations in the Eastern Alps during Neogene orogeny. *Tectonophysics*, 414, 169-189.
- Tipler, P. A., 1995. *Physik*. Spektrum Akad. Verl., Heidelberg, 1522 pp.
- Tollmann, A., 1973. *Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik*. Deuticke, Wien, 404 pp.
- Tollmann, A., 1976. *Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II*. Deuticke, Wien, X+556 pp.
- Tollmann, A., 1977. *Geologie von Österreich, Bd.I: Die Zentralalpen*. Deuticke, Wien, 766 pp.
- Tollmann, A., 1985. *Geologie von Österreich, Bd.II: Außerzentralalpiner Teil*. Deuticke, Wien, 710 pp.
- Wagreich, M., Faupl, P., 1994. Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 110, 235-254.
- Wagreich, M., 1995. Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). *Tectonophysics*, 242, 63-78.
- Wagreich, M., Lukeneder, A., Egger, H., 2008. Cretaceous History of Austria. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt, Wien, ISSN 1017- 8880*, 74, pp. 12-30.

Wagreich M., Kollmann H. A., Summesberger H., Egger H., Sanders D., Hobiger G., Mohamed O. & Priewalder H., 2009. Stratigraphie der Gosau Gruppe von Gams bei Hieflau (Oberkreide-Paläogen, Österreich). Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 101 Eisenerz, 81–105.

Weber, L., 1997. Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Geologische Bundesanstalt, Archiv für Lagerstättenforschung, 17, Wien, 608 pp.

Wessely, G., 2000. Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen n subalpinen Unterlagerung. Exkursionsführer Sediment. 2000. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Wien, 191-214.

Wessely, G., 2003. Das östliche Weinviertel und was darunter liegt. Exkursionsführer zur Tagung d. Österr. Paläont. Ges. in Zistersdorf, pp. 2-7.

Wessely, G., 2006. Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien, 416 pp.

Ziegler, P., Bertotti, G. & Cloetingh, S., 2002. Dynamic processes controlling foreland development – the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. In: Bertotti, G. et al. (Eds.), Continental collision and the tectono-sedimentary evolution of forelands. EGU Stephan Müller Spec. Publ., Series 1, 17–56.

Zijderveld, J. D. A., 1967. Demagnetization of rocks, Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K. (Editors), Methods in Paleomagnetism. Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.

Verwendete Internetseiten:

BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen :

www.austrianmap.at

AGICO Software package:

www.agico.com

Tauxe, L., 2005. Lectures in Paleomagnetism:

<http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>

Die Zitierregeln sind nach dem Austrian Journal of Earth Sciences der Österreichischen Geologischen Gesellschaft – ÖGG.

7.2. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Geographische Lage des Arbeitsgebiets im Raum der Nordöstlichen Obersteiermark und dem südwestlichen Teil Niederösterreichs (AUSTRIAN MAP 1.0, ÖK-Blätter 53, 54, 72, 101, 102, 104, 133)	3
Abbildung 2: Deckengliederung und tektonische Übersichtskarte des östlichen Abschnitts der Nördlichen Kalkalpen aus Plöching (1995). – 1. Juvavikum: SC = Schneeberg Decke, H= Hallstätter Decke, M = Mürzalpen Decke; 2. Tirolikum: I = Inntaler Decke, W= Warscheneck Decke, SZ = Werfener/Admonter Schuppen, Ötscher Decke: Reisalpen (RA), Göllner (G) und Unterberg (U) Decken; 3. Bajuvarikum: R = Reichraminger Decke, S = Sulzbacher Decke, Lu = Lunzer Decke, T = Ternberger Decke, F = Frankenfels Decke; 4. Tiefstes Bajuvarikum: C = Cenoman-Randschuppe	4
Abbildung 3: Profil durch die Nördlichen Kalkalpen basierend auf der tektonischen Übersichtskarte des östlichen Abschnitts der NKA aus Pueyo et al. (2002) modifiziert nach Plöching (1995).....	5
Abbildung 4: Geologische Karte des Arbeitsgebiets mit markierten Probenahmestellen (Koordinaten der einzelnen Sites sind in Tabelle 7 aufgelistet), Geologische Karte von Niederösterreich Südteil, 1:200.000 (Schnabel et al., 2002).	7
Abbildung 5: Tektonische Übersichtskarte der West-, Nord- und Südalpen (Schmid et al., 2004). Im rot umrahmten Bereich befindet sich das Arbeitsgebiet.	9
Abbildung 6: Paläogeographie des Nordwestrandes der Tethys in der Ober-Trias aus GAWLICK et al. (1999).	12
Abbildung 7: Die tektonischen Stockwerke der NKA (Wessely, 2006).	14
Abbildung 8: Fazies Schema Jura – Unterkreide aus Wessely (2001, 2006).	15
Abbildung 9: Fazies Schema Trias - Perm aus Wessely (2006) nach Mandl (2001).	15
Abbildung 10: Tektonische Übersichtskarte über den östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen und deren Fortsetzung unter dem Wiener Becken aus Wessely (2006).	16
Abbildung 11: Die Vielfaziesverteilung der Mürzalpen Decke aus Tollmann, 1985, modifiziert nach Tollmann, 1973.	20
Abbildung 12: Übersichtskarte der Gosau Vorkommen im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen aus Möbus, 1997 (umgezeichnet nach Tollmann, 1985).	21
Abbildung 13: Geologische Karte der Grauwackenzone in der Steiermark (oben), aus Gasser et al. (2009), modifiziert nach Flügel und Neubauer (1984) und Neubauer et al. (1994). ND = Niederung; Schematische Tektonostratigraphie der Grauwackenzone. Mächtigkeiten der Einheiten sind nicht skaliert (links), aus Gasser et al. (2009), modifiziert nach Neubauer et al. (1994).	22
Abbildung 14: Bildungs- und Reaktivierungsschema für Störungsmodelle der charakteristischen Paläostress Stadien T1 – T6. Für jedes Stadium sind neu geformte und reaktivierte Störungssysteme angeführt, aus Peresson & Decker (1997).	25
Abbildung 15: Das Erdmagnetfeld in schematischer Darstellung mit der Erde und dem im Mittelpunkt liegenden gegen die Rotationsachse geneigten Dipol (Pfeil). Der Schnitt liegt auf dem Meridian durch geographischen und magnetischen Nordpol. Die Feldlinien außerhalb der Erde zeigen auf der Nordhalbkugel in sie hinein (rechts). – Der Feldvektor für jeden Punkt der Erdoberfläche wird durch die erdmagnetischen Elemente (Vektorkomponenten) X, Y und Z mit der Horizontalkomponente H, der Totalintensität F bzw. den Winkeln der Deklination (D bzw. Dek) und Inklination (I bzw. Ink) beschrieben (links); entnommen aus Schnepf (2007).	28

Abbildung 16: Magnetische Ordnungszustände, entnommen aus Günther (2003).	31
Abbildung 17: Magnetisierung J gegen äußeres Feld H_a für diamagnetische (a), paramagnetische (b) und ferromagnetische (c) Stoffe, aus Butler (1992).	31
Abbildung 18: Hystereseschleife und Definition magnetischer Kenngrößen. a Idealisierte Hystereseschleife; J Magnetisierung; H_a äußeres Magnetfeld; J_s Sättigungsmagnetisierung; J_r bzw. SIRM remanente Magnetisierung; H_c Koerzitivkraft oder Koerzitivfeldstärke; H_{cr} Remanenzkoerzitivkraft; NK Neukurve; Rayleighschleife an einem Punkt der Neukurve. Die Suszeptibilität k ist das Verhältnis J/H , die Anfangssuszeptibilität ist die Suszeptibilität beim Beginn der Neukurve; aus Soffel (1991).	39
Abbildung 19: AMS Strukturellipsoide, aufgetragen sind in stereographischer Projektion Deklination und Inklination der Hauptachsen des Ellipsoids; die maximale Hauptachse k_1 (k_{max}) ist als Quadrat, die intermediäre Hauptachse k_2 (k_{int}) als Dreieck und die minimale Hauptachse k_3 (k_{min}) als Kreis abgebildet; (a) bei einem triaxialen Ellipsoid bilden die drei Hauptachsen Kluster aus; (b) bei prolaten Gefügen bildet k_1 ein Cluster und k_2 und k_3 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises; (c) bei einer oblaten AMS kommt es bei k_3 zu einer Clusterbildung und k_1 und k_2 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises aus Tarling & Hrouda (1993).	44
Abbildung 20: Magnetotaktisches Bakterium, im Inneren ist eine Kette von Magnetosomen sichtbar, welche aus Magnetit besteht (Fassbinder et al., 1990).	47
Abbildung 21: Sequenzen der Gefügeänderungen bei Tonschiefern und deren dazu assoziiertes magnetisches Gefüge (Bedding – korrigiert abgebildet). Die magnetischen Gefüge werden durch die maximale und minimale Suszeptibilitätsachse charakterisiert; aus Parés et al. (1999) (Gesteinstextur abgeändert nach Ramsay & Huber (1983)).	49
Abbildung 22: Probenbeschriftung, Orientierung der Proben nach dem Britischen System.....	51
Abbildung 23: Geofyzika MFK1-FA Kappabridge von AGICO (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide).	53
Abbildung 24: Die 15 Positionen der Messanordnung nach Jelinek um manuell die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität mit der MFK1-FA Kappabridge von AGICO zu messen. (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide).....	54
Abbildung 25: 3 Positionen des Specimens im Probenhalter bei den Rotatormessungen der AMS mit der MFK1-FA Kappabridge von AGICO (aus AGICO MFK1-FA Kappabridge User's Guide)	55
Abbildung 26: Positionierung der Specimens im Pulse Magnetizer, die Proben wurden so ausgerichtet, dass zuerst ein Magnetfeld auf die z – Achse, dann auf die x – Achse und als dritten Schritt auf die y – Achse aufgeprägt wurde.	58
Abbildung 27: Häufigkeitsverteilung der mittleren Suszeptibilitätswerte (k_{mean}) (links) und $P_j - T$ Diagramm aller untersuchten Specimens (rechts).	60
Abbildung 28: Stereographische Projektion (untere Hemisphäre der Lagenkugel) des AMS Ellipsoids in-situ (links) und nach der Bedding-Korrektur (abc = after bedding correction) (Mitte links). In beiden Abbildungen sind Schichtung und strukturelle Daten mit dargestellt. Diagramm zur Darstellung des Lineationsfaktors L in Abhängigkeit vom Foliationfaktor F (Mitte rechts). Diagramm zur Darstellung der Form des Suszeptibilitätsellipsoids und zur Definition der Größen T und P_j . (rechts). Die Koordinaten und Werte der Sites sind Tabelle 7 zu entnehmen.	65
Abbildung 29: Klutfrosen der k_{max} Richtungen der AMS Ellipsoide.....	67
Abbildung 30: Beispiel einer IRM Analyse mit dem Programm IRM-CLG 1.0 (Kruiver et al., 2001) für reinen Magnetit.	73

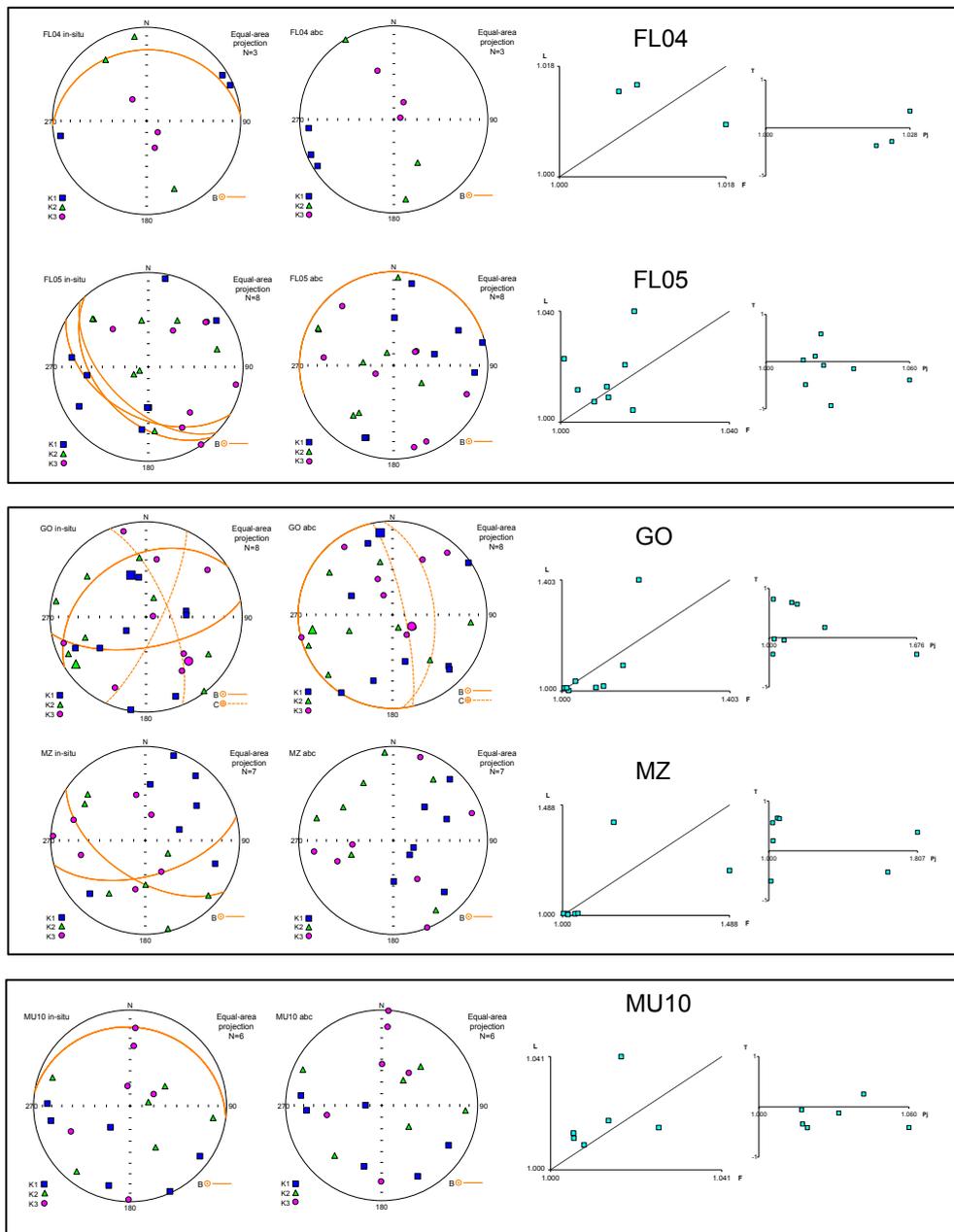
Abbildung 31: IRM Erwerbsskurve, Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft H_{cr} durch die „Backfield“ – Kurve (links) und die thermische Entmagnetisierung der Sättigungsremanenz ($3D I_s T$ – Kurven) zur Bestimmung der Entblockungstemperaturen (rechts).....	76
Abbildung 32: Diagramm nach Thompson & Oldfield (1986). Geplottet wurden jene Proben, an denen eine IRM und $3D I_s T$ durchgeführt wurde und deren mittlere Suszeptibilität positiv ist (Tabelle 7).	79
Abbildung 33: Remanenzrichtungen der Hochtemperatur-Komponenten (C1) und Niedrigtemperatur – Komponenten (C2) und deren Mittelwerte mit α_{95} (roter Punkt und roter Kreis) in-situ (links) und Bedding korrigiert (rechts). Stereographische Projektion im Wulffschen Netz, volle Punkte kennzeichnen die Darstellungen auf der unteren Hemisphäre, schwarze Kreise auf der oberen Hemisphäre.	81
Abbildung 34: Berechnete Remanenzrichtungen aus der scheinbaren Polwanderkurve (APWP - Apparent Polar Wander Path) bezogen auf Salzburg, Österreich, links die Deklination von Südafrika und Europa, rechts die Inklination von Südafrika und Europa – unterschiedliche Skalierungen der x-Achsen (Daten von Besse & Courtillot, 2002).	82
Abbildung 35: AMS Parameter (oben) und Volumenssuszeptibilität (unten) entlang eines N – S Profils. Einteilung in Decken, Abkürzungen: RA = Reisalpen Decke, OT = Ötscher Decke, MZ = Mariazeller Gosau.	84
Abbildung 36: Tektonische Karte (modifiziert nach Wessely, 2006) a) mit den in-situ Orientierungen der k_{max} (Magnitude = P_j) und den magnetischen Richtungen C1 und C2 (Magnitude = Ink), b) Remagnetisierung C2 ist nach Norden rotiert, k_{max} in-situ um den Rotationsbetrag von C2 mitrotiert.	89
Abbildung 37: Tektonische Karte (modifiziert nach Wessely, 2006), Legende wie in Abbildung 36, Darstellung der Orientierung von k_{max} unrotiert und rotiert, sowie die tertiären Paläostress Gruppen T1 bis T3 von Peresson und Decker (1997).	90

7.3. Tabellenverzeichnis

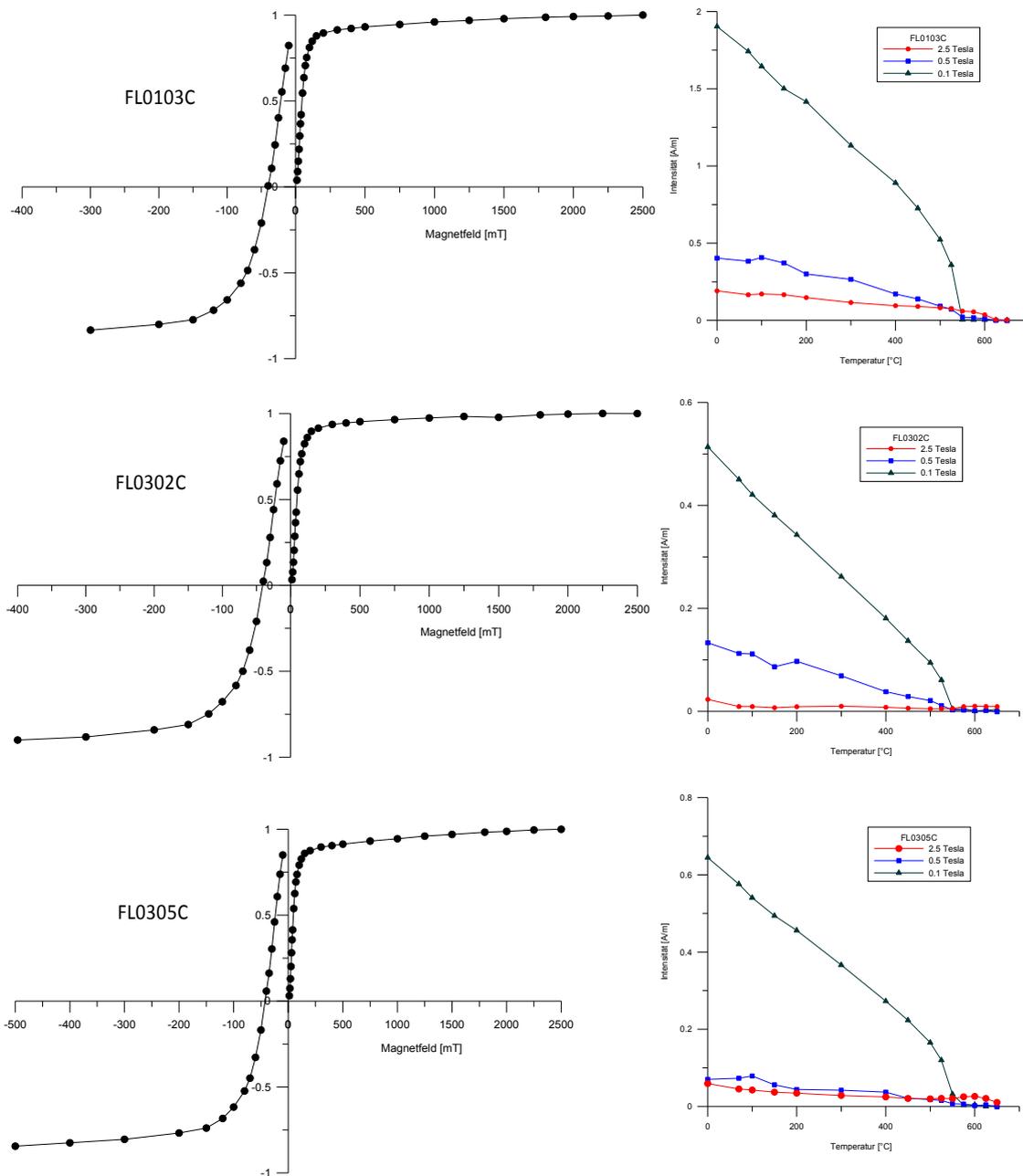
Tabelle 1: Suszeptibilitäten und Anisotropieeigenschaften dia- und paramagnetischer Minerale aus Tarling & Hrouda (1993).	32
Tabelle 2: Spezifische Suszeptibilität und Néel – Temperatur von Antiferromagnetika. Die Werte der spezifischen Suszeptibilität bei Normaltemperatur können erheblich variieren und sind in den Einheiten $10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ angegeben (nach Soffel, 1991).	35
Tabelle 3: Einige magnetische Eigenschaften der wichtigsten Ferro(i)magnetika. Die Werte für die spezifische Suszeptibilität können erheblich variieren und sind in den Einheiten $10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ angegeben. Die Curie-Temperaturen T_c sind in $^{\circ}\text{C}$ angegeben; nach Soffel, 1991.	36
Tabelle 4: Koerzitivkräfte und Entblockungstemperaturen von ausgewählten magnetischen Mineralen (Lowrie, 1990; McElhinny & McFadden, 2000).	55
Tabelle 5: IRM Aufprägungsschritte und „Backfield“ sowie die Orientierung der Probe im Pulse Magnetizer – Pfeilspitze zeigt die positive Richtung der z-Achse an, welche bei der IRM Aufprägung aus dem Pulse Magnetizer heraus zeigt.	57
Tabelle 6: Thermische Entmagnetisierungsschritte bei der IST Messung, die Proben wurden bei jedem zweiten Messschritt in Richtung der z – Achse in umgekehrter Richtung positioniert, um eine sekundäre Remanenz im MMDT1 zu beobachten.	59
Tabelle 7: Geographische, struktureologische, AMS und paläomagnetische Daten dieser Studie. Die Sites sind von Norden nach Süden geordnet.	68

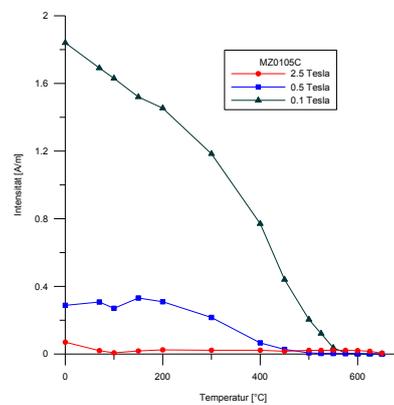
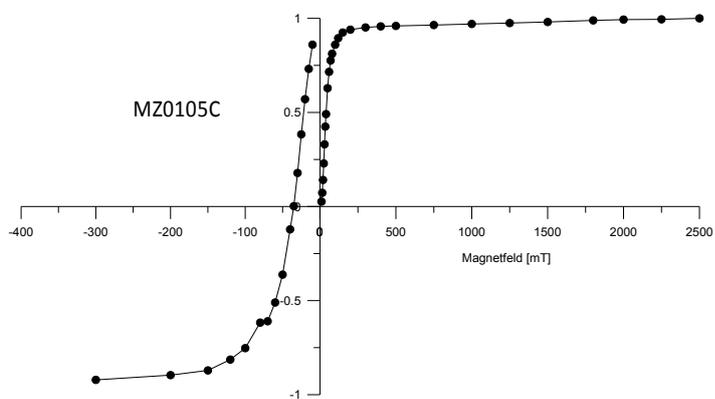
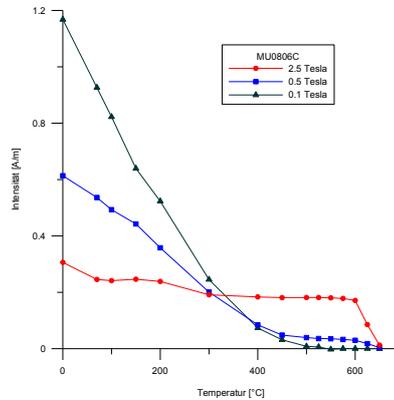
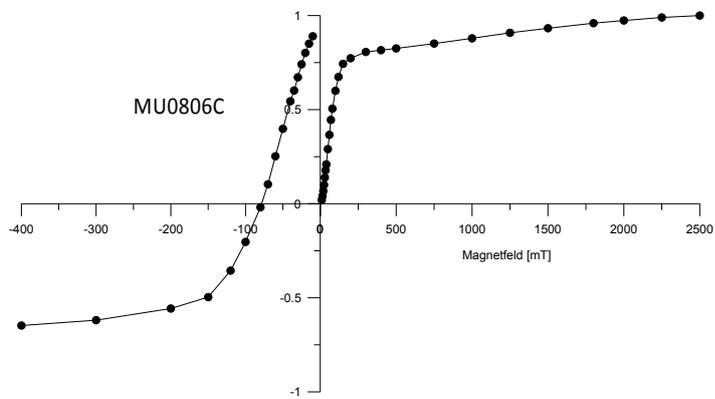
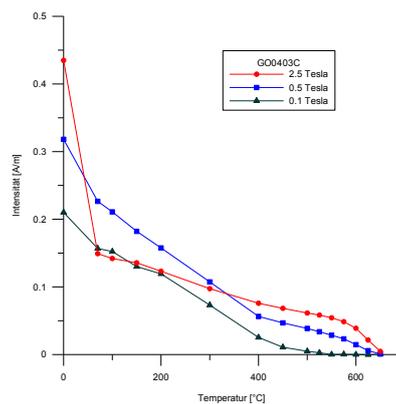
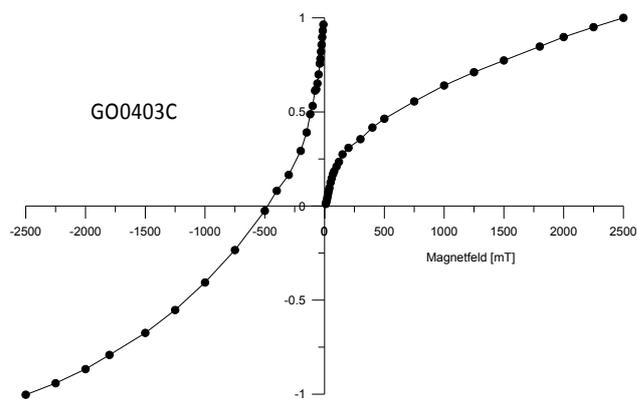
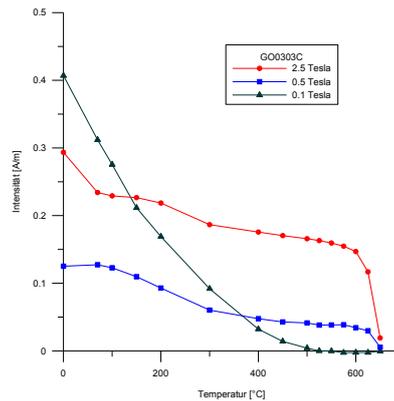
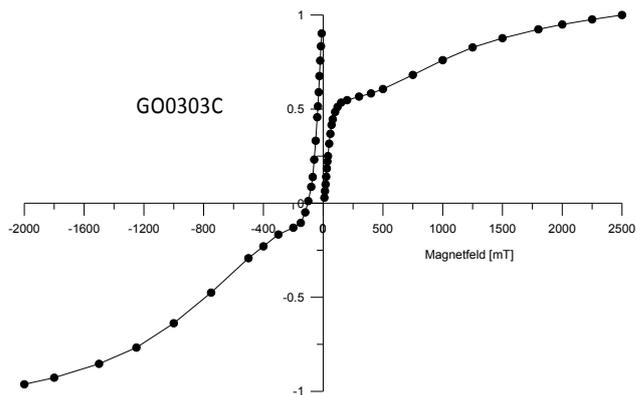
ANHANG

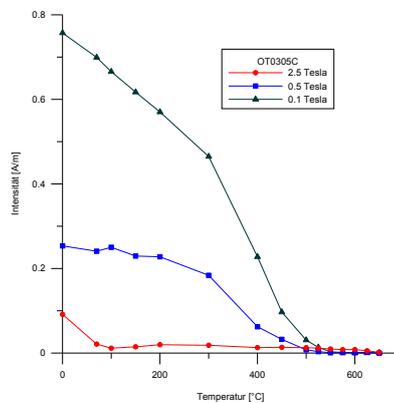
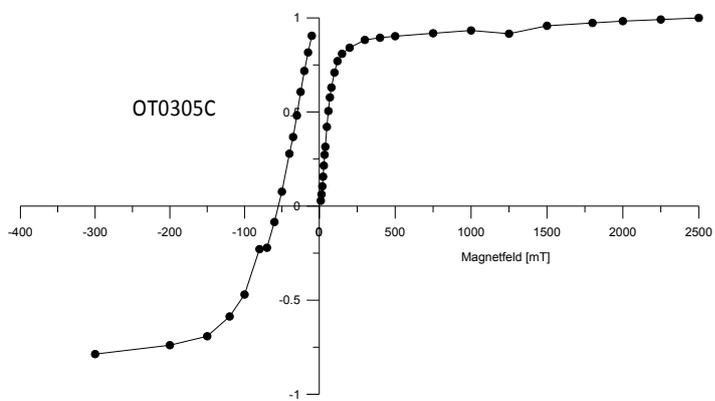
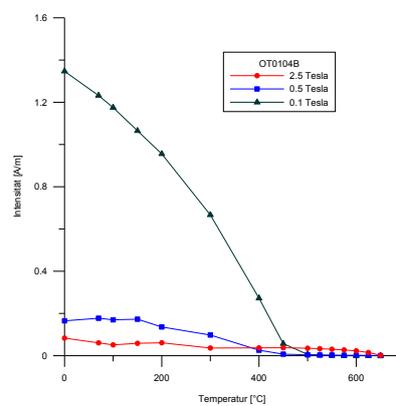
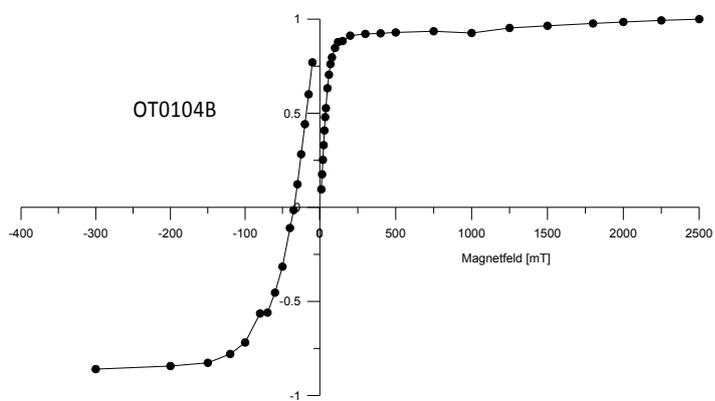
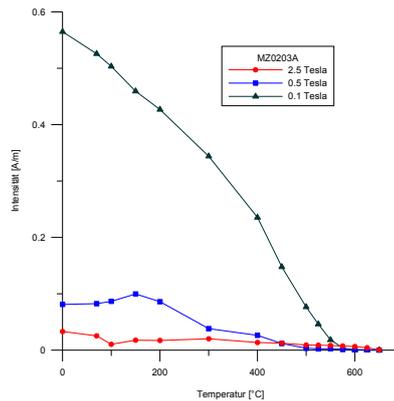
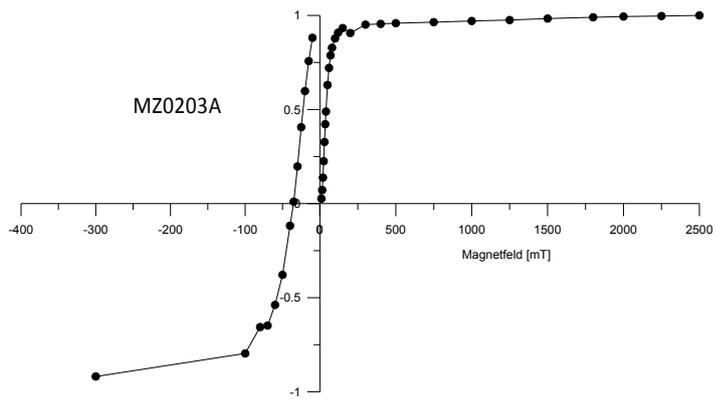
Stereographische Projektion (untere Hemisphäre der Lagenkugel) des AMS Ellipsoids in-situ (links) und nach der Bedding-Korrektur (abc = after bedding correction) (Mitte links). In beiden Abbildungen sind Schichtung und strukturelle Daten mit dargestellt. Diagramm zur Darstellung des Lineationsfaktors L in Abhängigkeit vom Foliationfaktor F (Mitte rechts). Diagramm zur Darstellung der Form des Suszeptibilitätsellipsoids und zur Definition der Größen T und P_j (rechts). Die Koordinaten und Werte der Sites sind Tabelle X zu entnehmen.

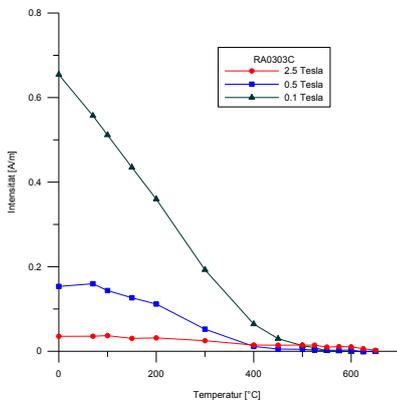
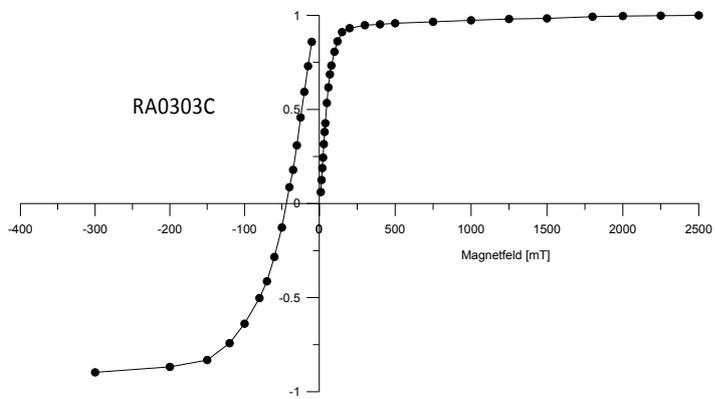
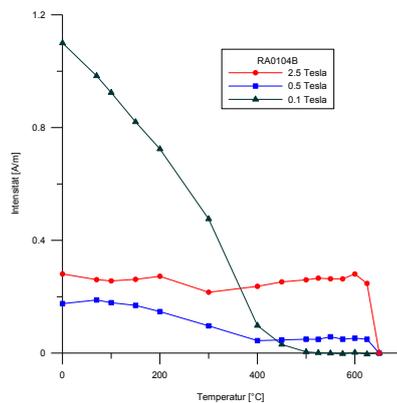
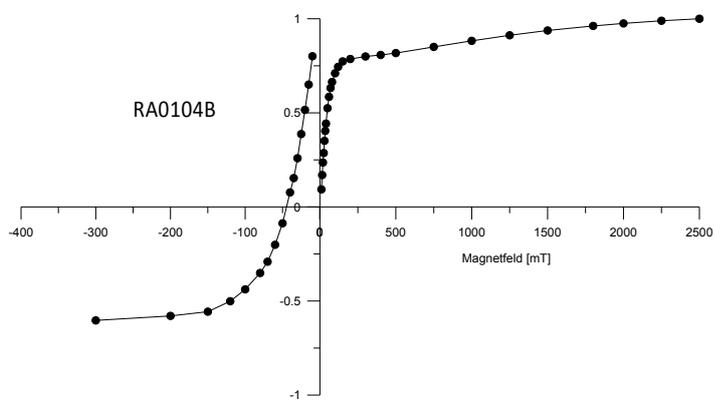
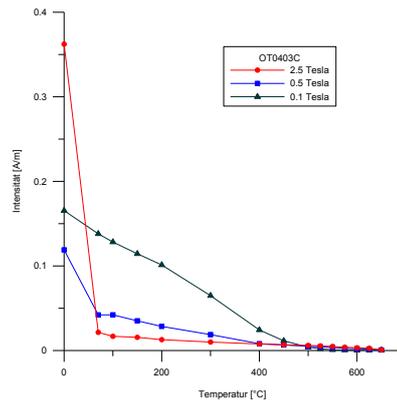
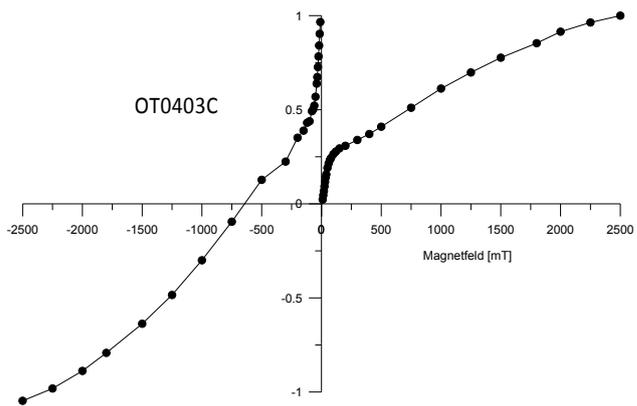


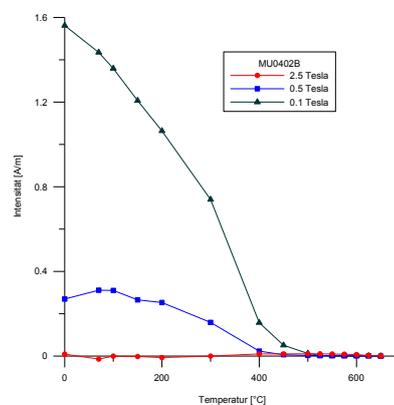
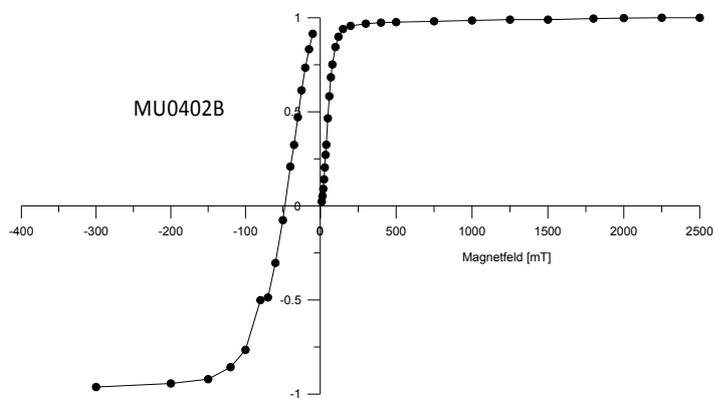
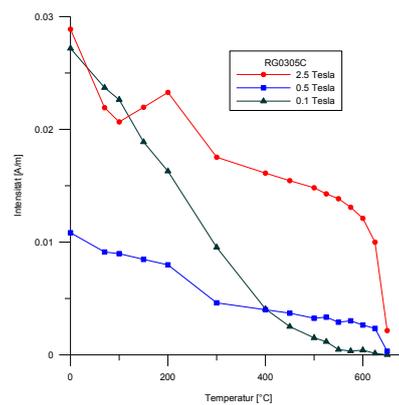
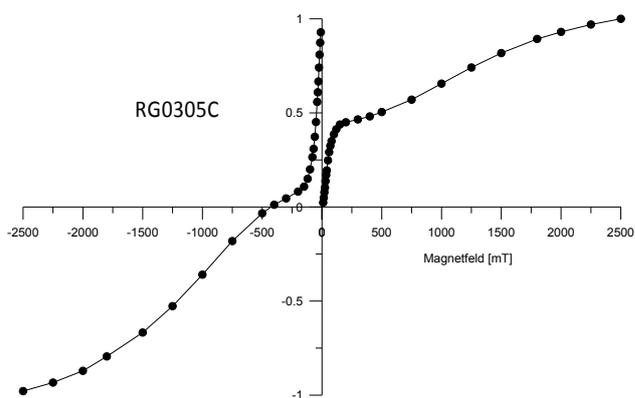
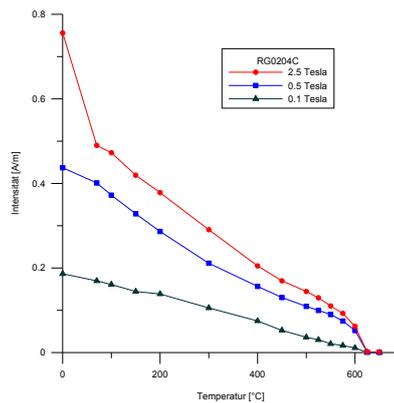
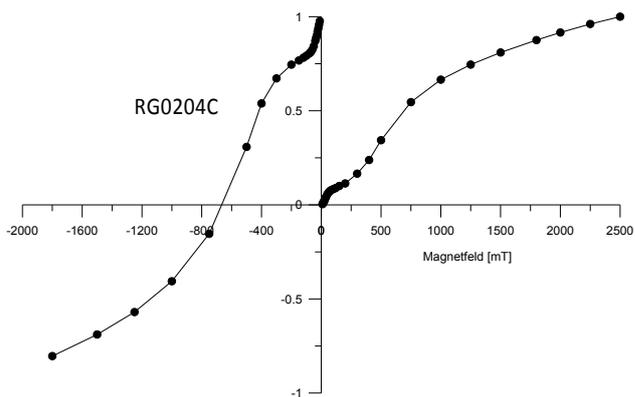
IRM Erwerbskurven (links) und die thermische Entmagnetisierung der der Sättigungsremanenz (rechts):

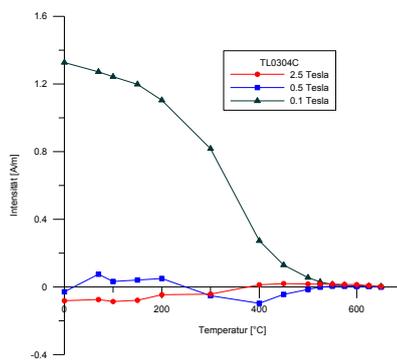
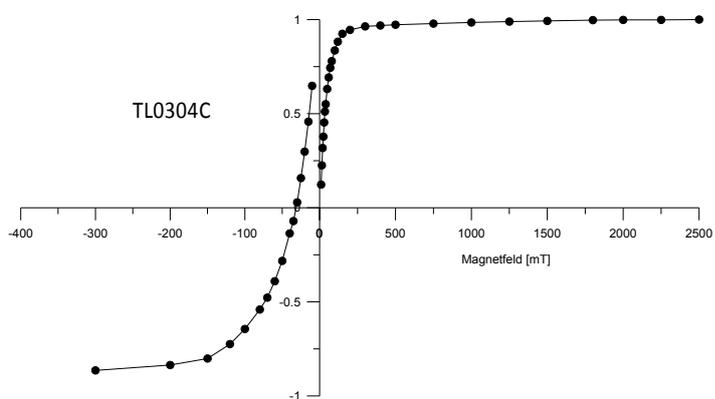
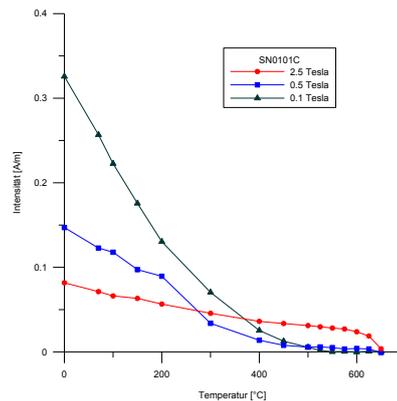
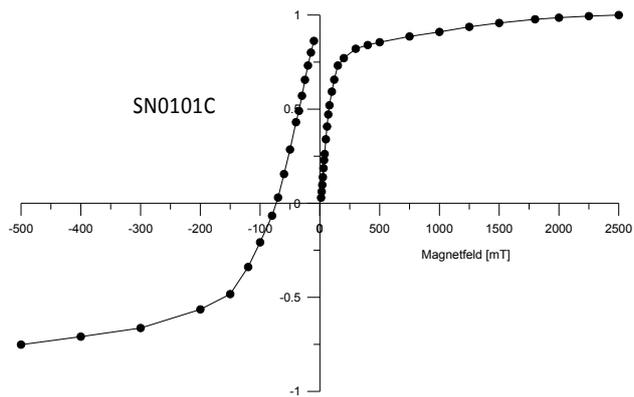












IRM Erwerbsskurven erstellt mit dem Programm IRM-CLG 1.0 von Kruijer et al. (2001):

IRM COMPONENT ANALYSIS FL0103C

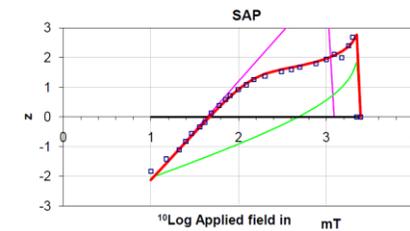
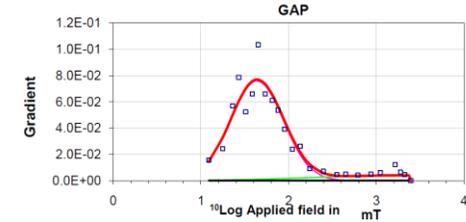
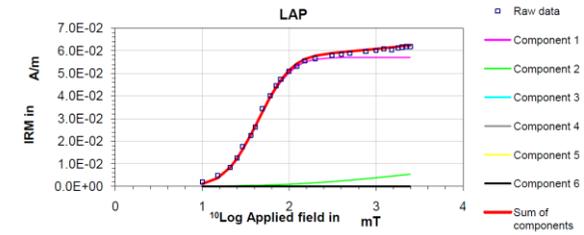
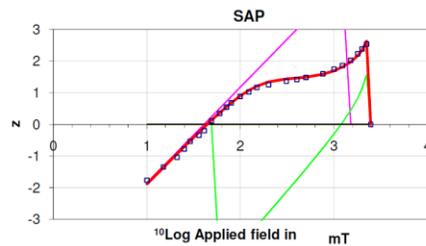
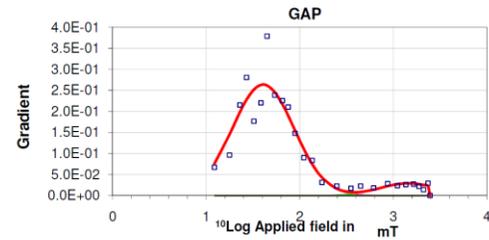
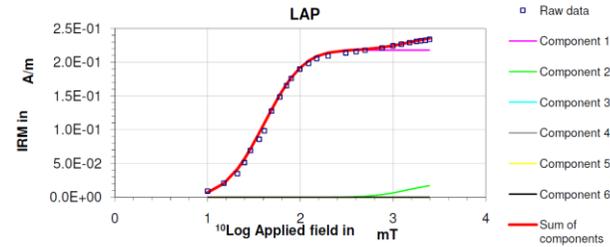
	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	3.90E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.936	
GAP	2.86E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.968	
SAP	9.78E-02			

component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	90.8	2.18E-01	1.61	40.7	0.33
2	9.2	2.20E-02	3.16	1445.4	0.30

IRM COMPONENT ANALYSIS FL0302C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.73E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.937	
GAP	1.98E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.968	
SAP	2.28E-01			

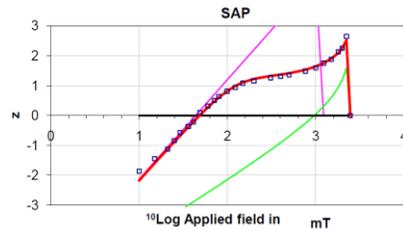
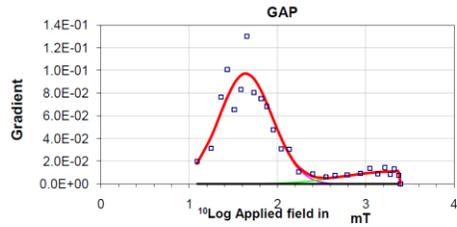
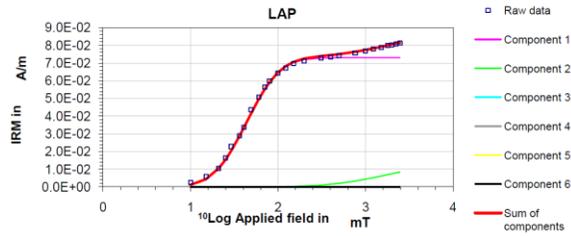
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	85.1	5.70E-02	1.64	43.7	0.30
2	14.9	1.00E-02	3.30	1995.3	1.00



IRM COMPONENT ANALYSIS FL0305C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.85E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.908	
GAP	3.16E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.954	
SAP	1.82E-01			

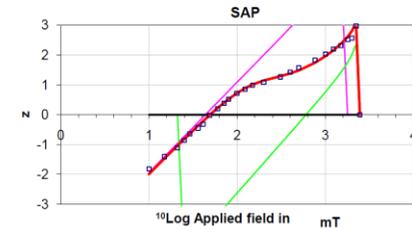
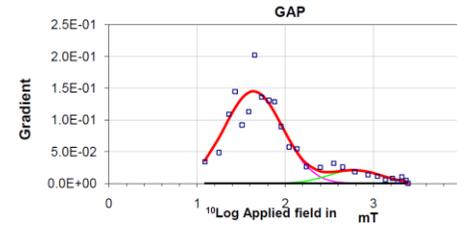
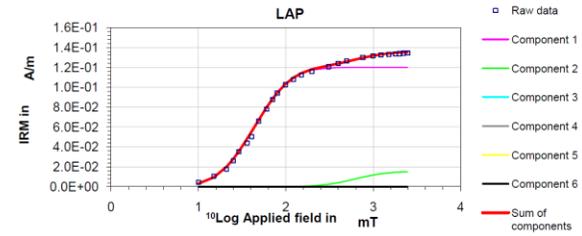
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	83.0	7.30E-02	1.64	43.7	0.30
2	17.0	1.50E-02	3.30	1995.3	0.55



IRM COMPONENT ANALYSIS GB0105C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	8.33E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.846	
GAP	8.07E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.923	
SAP	1.71E-01			

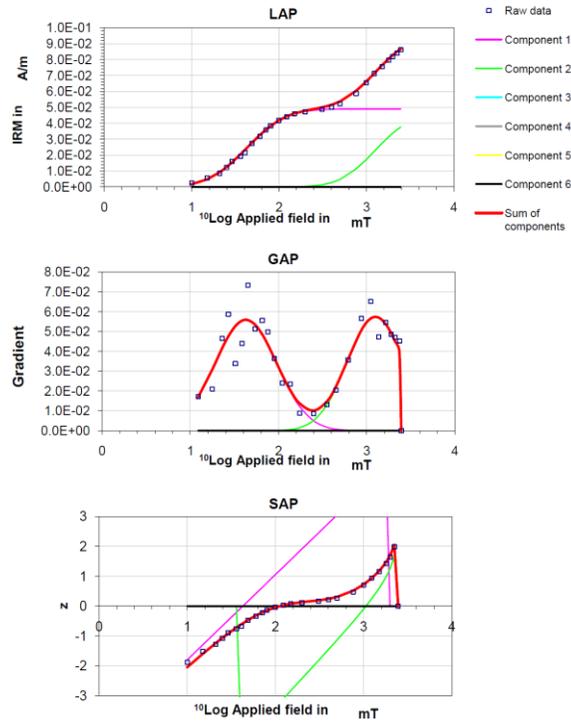
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	88.6	1.20E-01	1.64	43.7	0.33
2	11.4	1.55E-02	2.79	616.6	0.30



IRM COMPONENT ANALYSIS GO0303C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.12E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.501	
GAP	1.42E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.751	
SAP	5.05E-02			

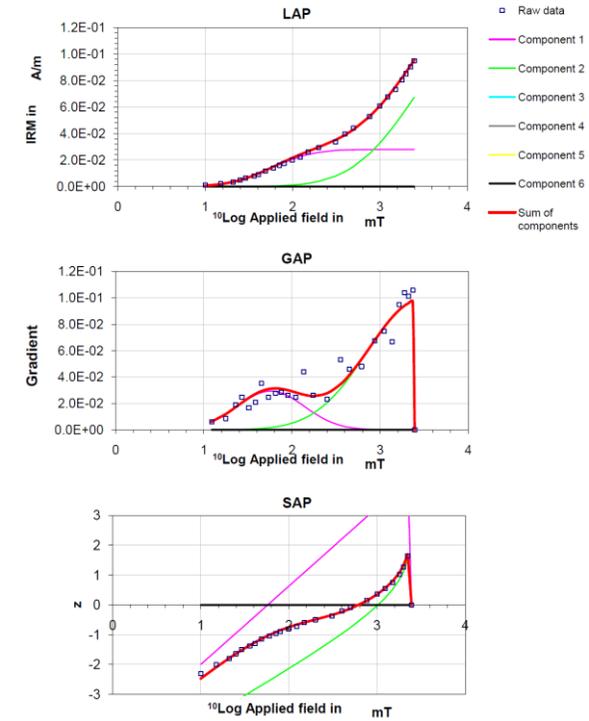
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	51.6	4.90E-02	1.63	42.7	0.35
2	48.4	4.60E-02	3.10	1258.9	0.32



IRM COMPONENT ANALYSIS GO0403C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.36E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.141	
GAP	1.53E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.570	
SAP	6.54E-02			

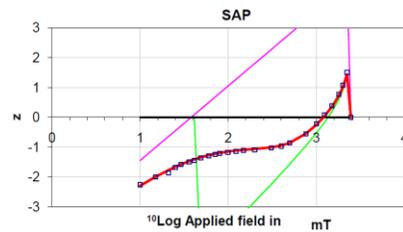
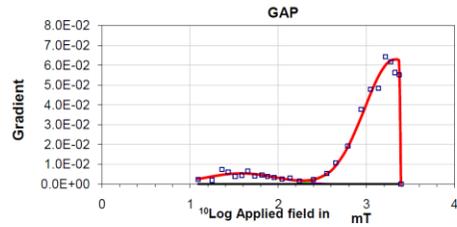
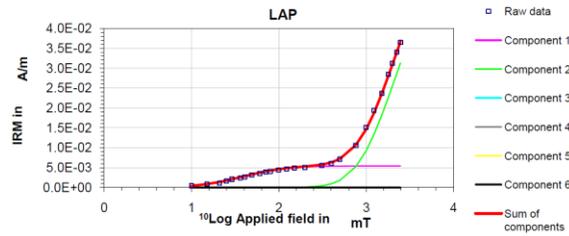
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	15.9	2.80E-02	1.76	57.5	0.38
2	84.1	1.48E-01	3.46	2884.0	0.60



IRM COMPONENT ANALYSIS KP0204B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.66E-06	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	-0.225	
GAP	1.90E-04	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.388	
SAP	3.65E-02			

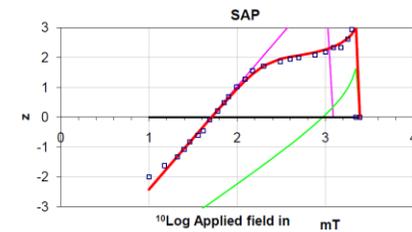
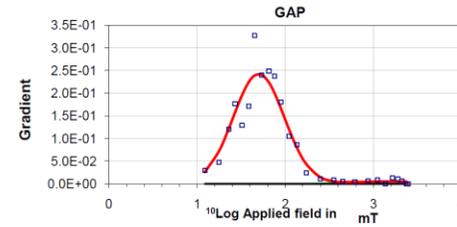
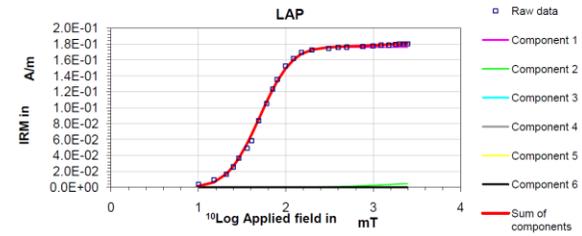
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	9.2	5.40E-03	1.58	38.0	0.40
2	90.8	5.35E-02	3.32	2089.3	0.34



IRM COMPONENT ANALYSIS MU0402B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.59E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.972	
GAP	1.89E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.986	
SAP	3.50E-01			

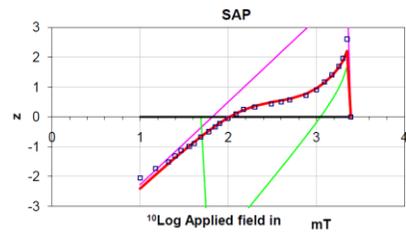
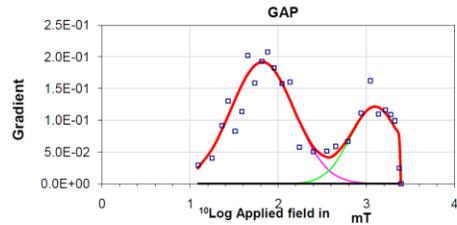
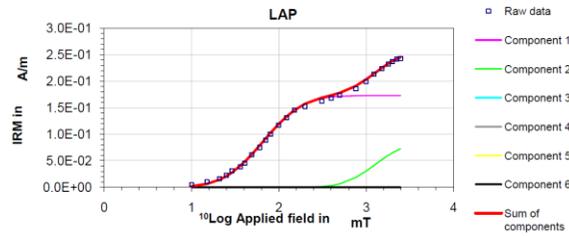
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	96.2	1.76E-01	1.70	50.1	0.29
2	3.8	7.00E-03	3.20	1584.9	0.50



IRM COMPONENT ANALYSIS MU0801C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.65E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.653	
GAP	1.46E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.826	
SAP	3.73E-01			

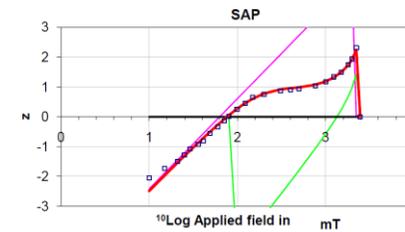
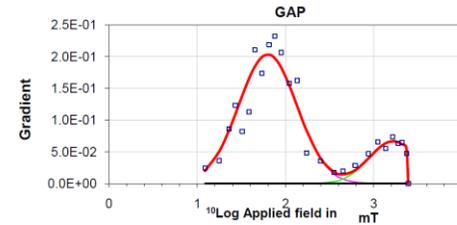
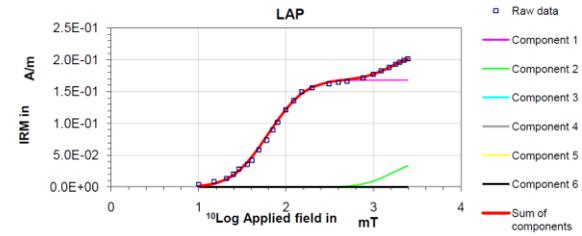
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	67.1	1.73E-01	1.82	66.1	0.36
2	32.9	8.50E-02	3.10	1258.9	0.28



IRM COMPONENT ANALYSIS MU0806C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.83E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.858	
GAP	1.30E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.929	
SAP	2.92E-01			

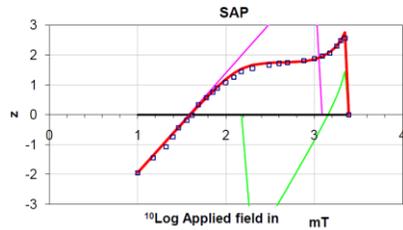
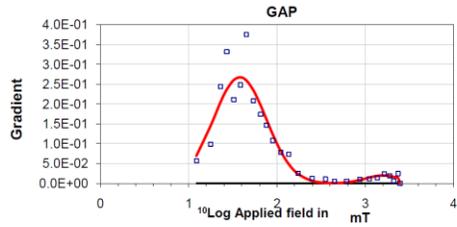
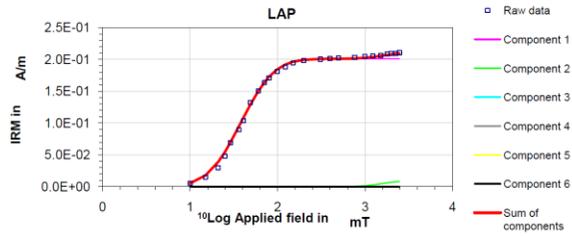
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	78.9	1.68E-01	1.80	63.1	0.33
2	21.1	4.50E-02	3.22	1659.6	0.27



IRM COMPONENT ANALYSIS MZ0105C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.51E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.982	
GAP	3.20E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.991	
SAP	1.68E-01			

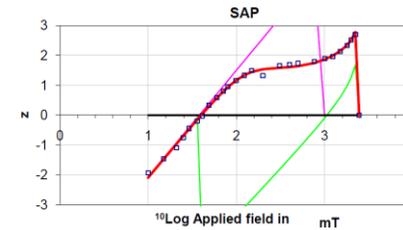
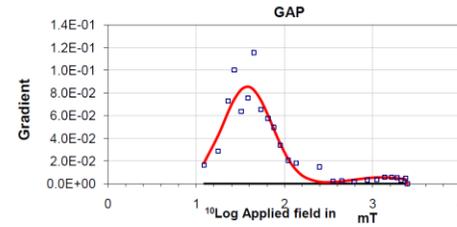
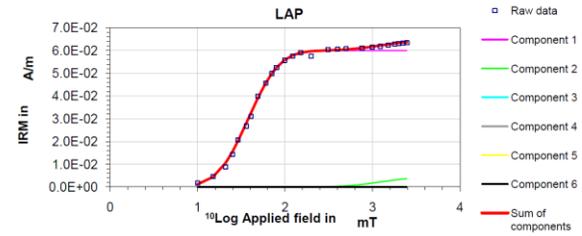
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	95.3	2.01E-01	1.58	38.0	0.30
2	4.7	1.00E-02	3.20	1584.9	0.20



IRM COMPONENT ANALYSIS MZ0203A

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.71E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.947	
GAP	3.17E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.974	
SAP	1.34E-01			

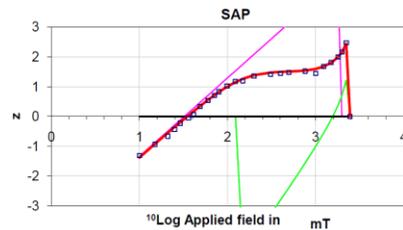
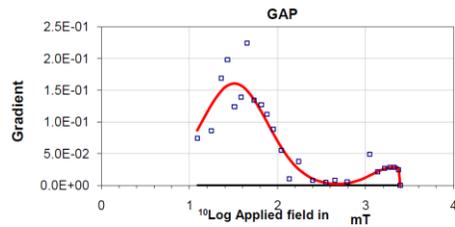
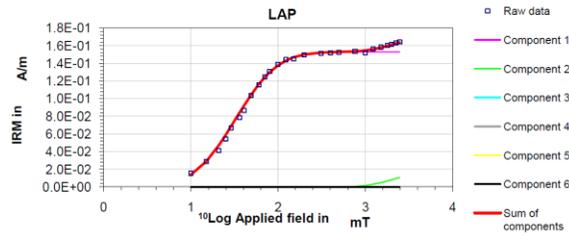
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	93.0	6.00E-02	1.58	38.0	0.28
2	7.0	4.50E-03	3.10	1258.9	0.32



IRM COMPONENT ANALYSIS OT0104B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.50E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.968	
GAP	1.42E-02	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.984	
SAP	7.99E-02			

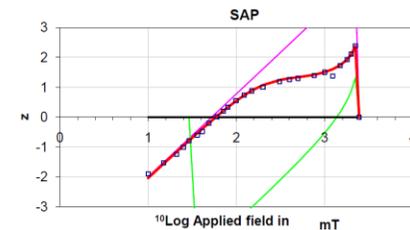
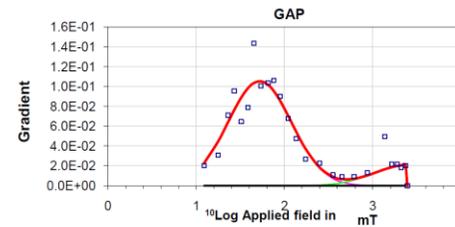
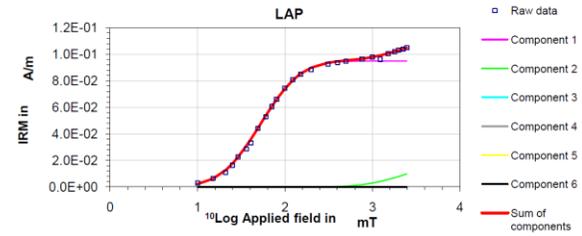
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	90.0	1.53E-01	1.51	32.4	0.38
2	10.0	1.70E-02	3.31	2041.7	0.24



IRM COMPONENT ANALYSIS OT0305C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	3.64E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.909	
GAP	5.81E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.955	
SAP	1.06E-01			

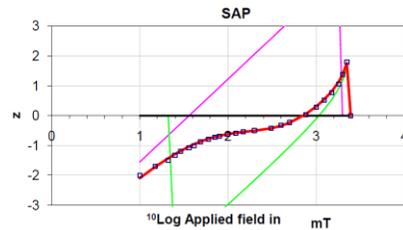
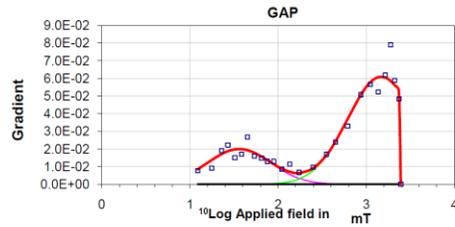
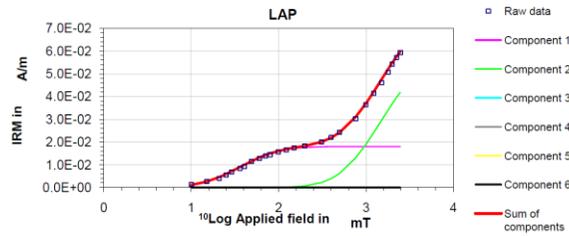
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	82.6	9.50E-02	1.72	52.5	0.36
2	17.4	2.00E-02	3.40	2511.9	0.38



IRM COMPONENT ANALYSIS OT0403C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	8.01E-06	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.075	
GAP	6.83E-04	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.538	
SAP	3.20E-02			

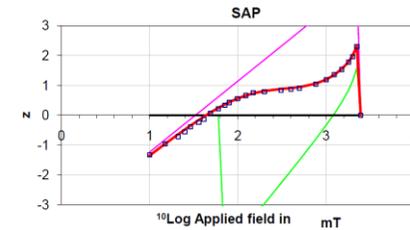
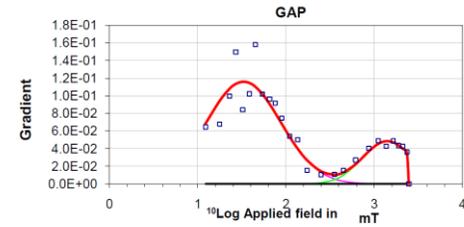
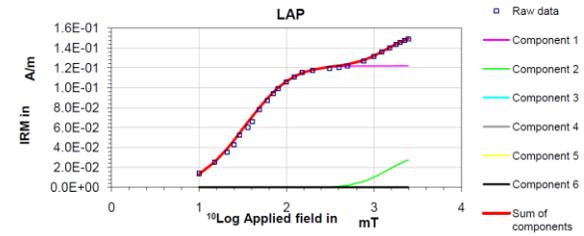
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	23.7	1.80E-02	1.56	36.3	0.36
2	76.3	5.80E-02	3.17	1479.1	0.38



IRM COMPONENT ANALYSIS RA0104B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.18E-04	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.831	
GAP	6.06E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.916	
SAP	3.86E-02			

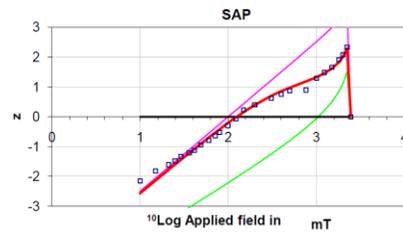
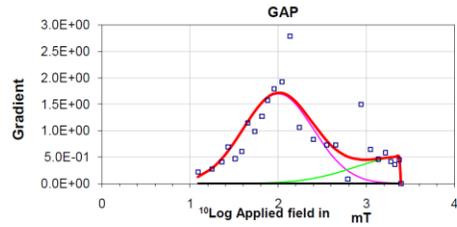
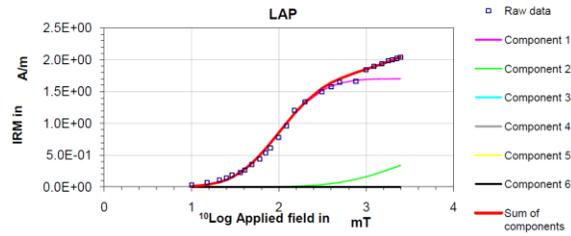
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	78.2	1.22E-01	1.52	33.1	0.42
2	21.8	3.40E-02	3.15	1412.5	0.28



IRM COMPONENT ANALYSIS RG0102C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	5.91E-02	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.660	
GAP	3.48E+00	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.830	
SAP	5.05E-01			

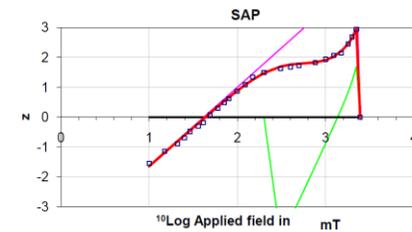
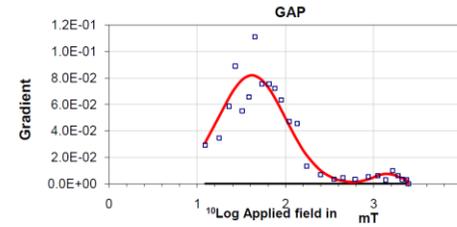
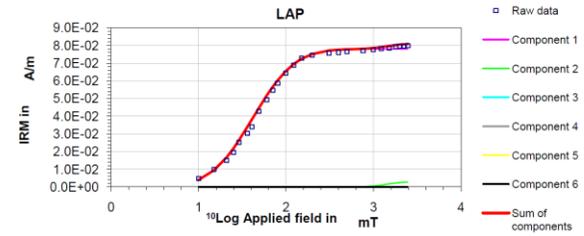
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	69.7	1.70E+00	2.00	100.0	0.40
2	30.3	7.40E-01	3.45	2818.4	0.58



IRM COMPONENT ANALYSIS RA0303C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	7.22E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.963	
GAP	2.66E-03	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.982	
SAP	9.31E-02			

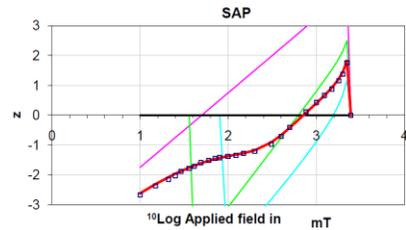
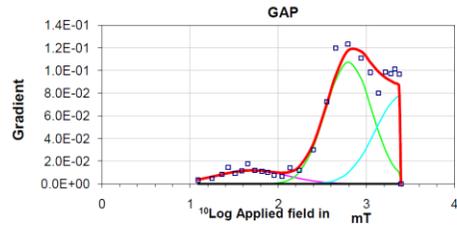
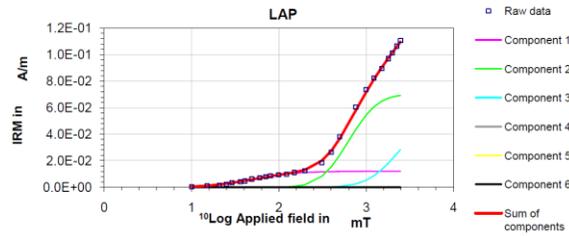
component	contribution	SIRM	log(B _{1/2})	B _{1/2}	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	96.3	7.80E-02	1.62	41.7	0.38
2	3.7	3.00E-03	3.15	1412.5	0.16



IRM COMPONENT ANALYSIS RG0204C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.81E-05	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	-0.464	
GAP	1.59E-03	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.268	
SAP	4.05E-02			

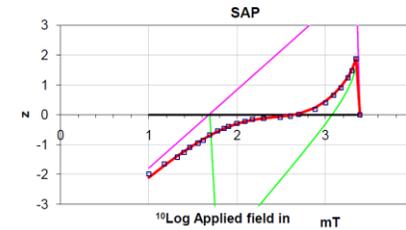
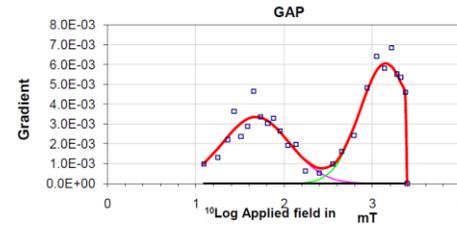
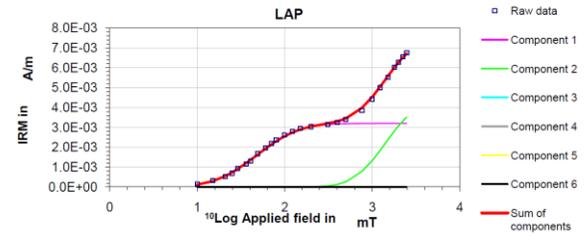
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	8.6	1.20E-02	1.70	50.1	0.40
2	50.0	7.00E-02	2.80	631.0	0.26
3	41.4	5.80E-02	3.40	2511.9	0.30



IRM COMPONENT ANALYSIS RG0305C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	7.01E-08	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.407	
GAP	5.86E-06	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.704	
SAP	3.38E-02			

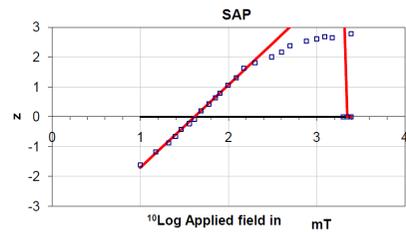
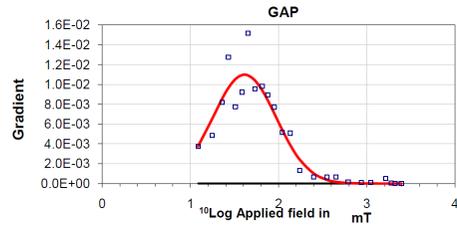
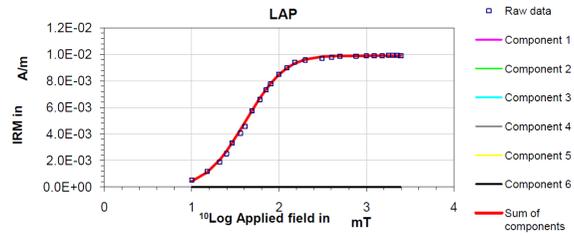
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	42.1	3.20E-03	1.68	47.9	0.38
2	57.9	4.40E-03	3.15	1412.5	0.29



IRM COMPONENT ANALYSIS RG0405C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	3.08E-07	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.983	
GAP	4.67E-05	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.992	
SAP	9.72E+00			

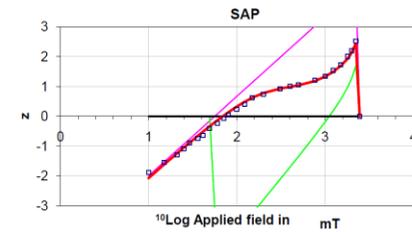
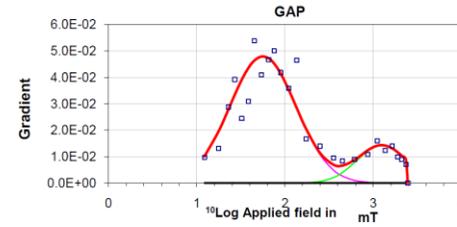
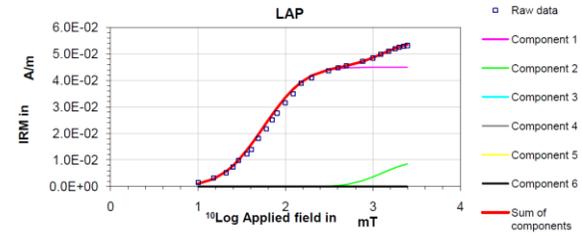
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	100.0	9.90E-03	1.62	41.2	0.36



IRM COMPONENT ANALYSIS SN0101C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	3.20E-05	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.809	
GAP	9.49E-04	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.905	
SAP	1.34E-01			

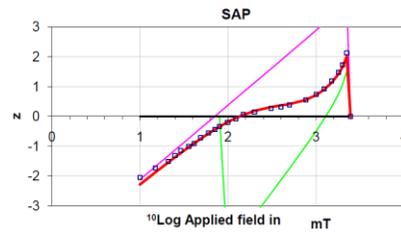
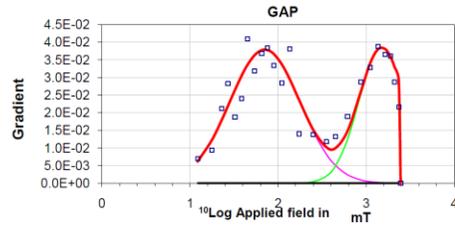
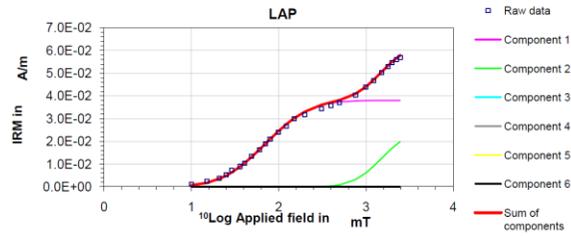
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	81.8	4.50E-02	1.75	56.2	0.38
2	18.2	1.00E-02	3.10	1258.9	0.28



IRM COMPONENT ANALYSIS SN0105C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.21E-05	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.629	
GAP	5.64E-04	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.814	
SAP	1.29E-01			

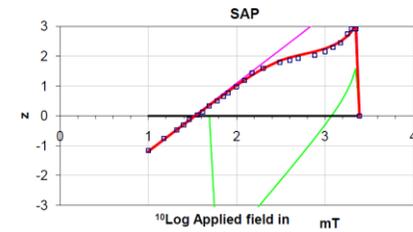
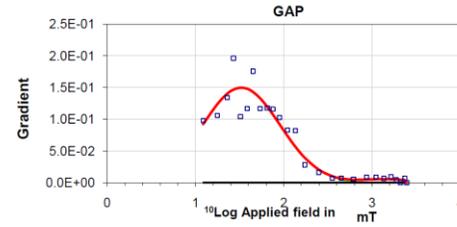
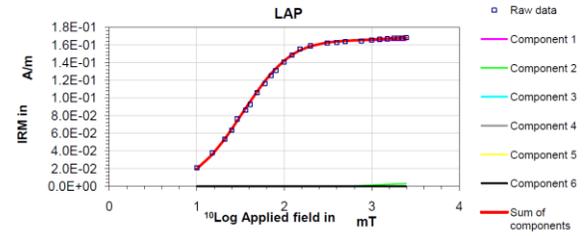
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	60.3	3.80E-02	1.85	70.8	0.40
2	39.7	2.50E-02	3.18	1513.6	0.26



IRM COMPONENT ANALYSIS TL0304C

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	5.88E-05	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.957	
GAP	8.33E-03	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.979	
SAP	1.15E-01			

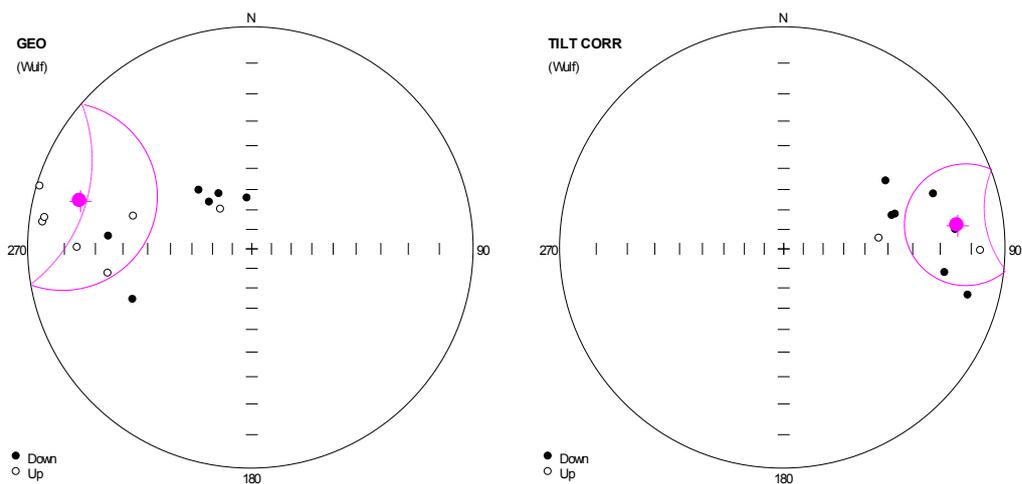
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1/2})$	$B_{1/2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	97.6	1.65E-01	1.52	33.1	0.44
2	2.4	4.00E-03	3.15	1412.5	0.29



Remanenzrichtungen der Hochtemperatur-Komponenten (C1) und Niedertemperatur – Komponenten (C2) und deren Mittelwerte mit α_{95} (roter Punkt und roter Kreis) in-situ (links) und Bedding korrigiert (rechts). Stereographische Projektion im Wulffschen Netz, volle Punkte kennzeichnen die Darstellungen auf der unteren Hemisphäre, schwarze Kreise auf der oberen Hemisphäre.

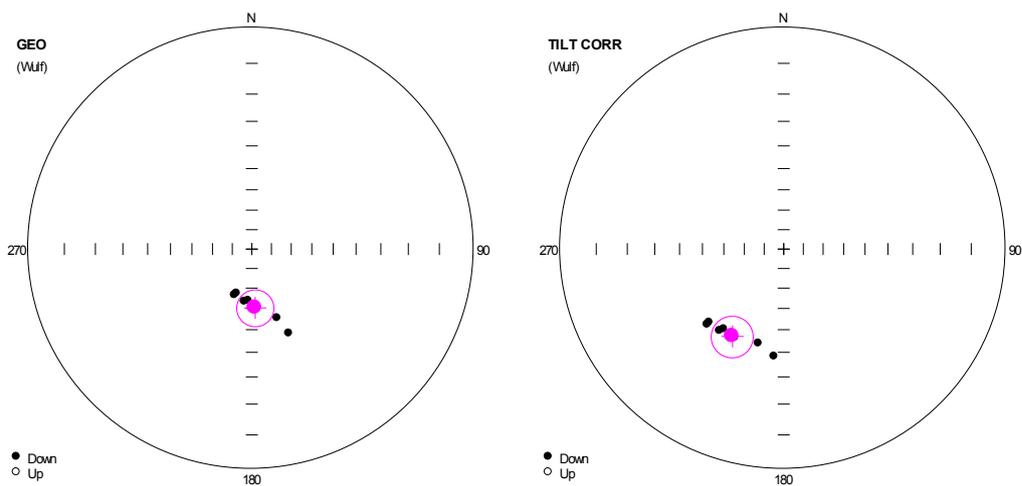
Flysch

FL01:

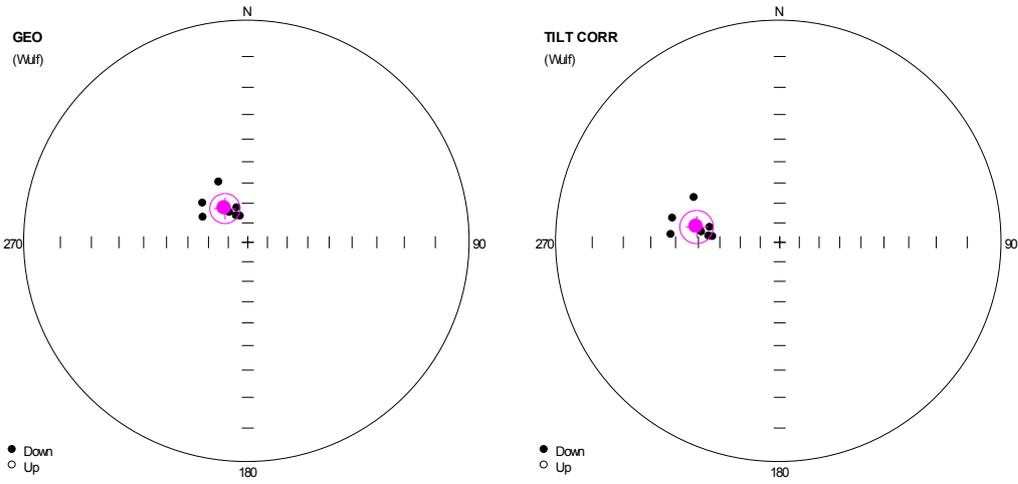


Nördliche Kalkalpen

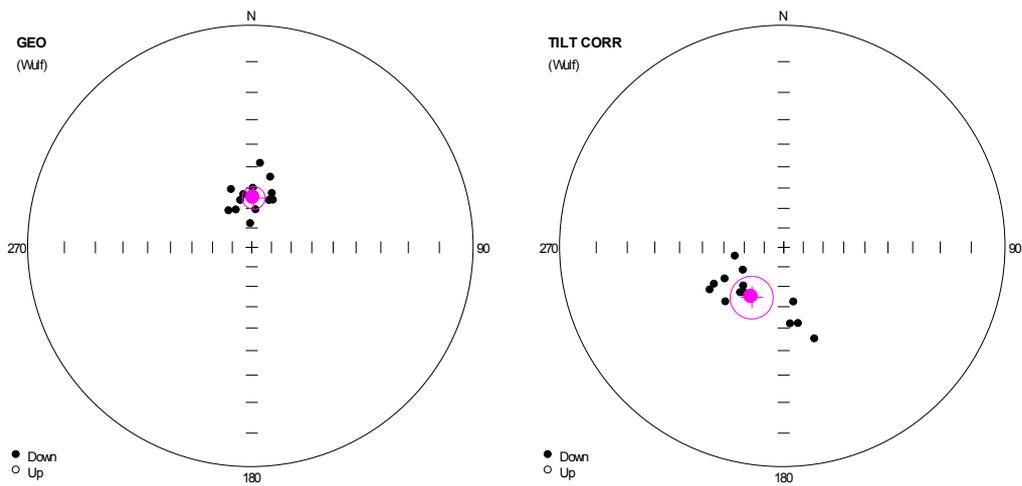
RA03 Hochtemperatur Remanenzvektor:



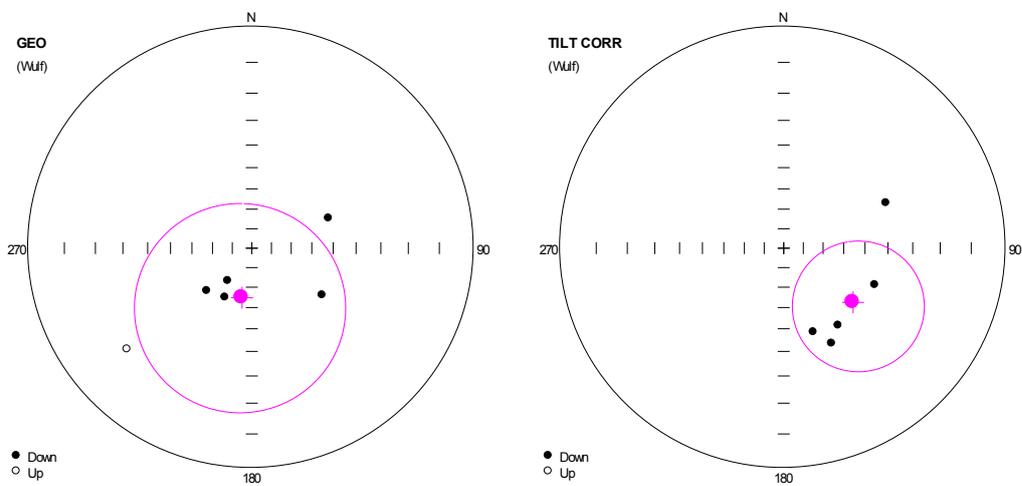
RA03 Niedertemperatur Remanenzvektor:



MZ0102:

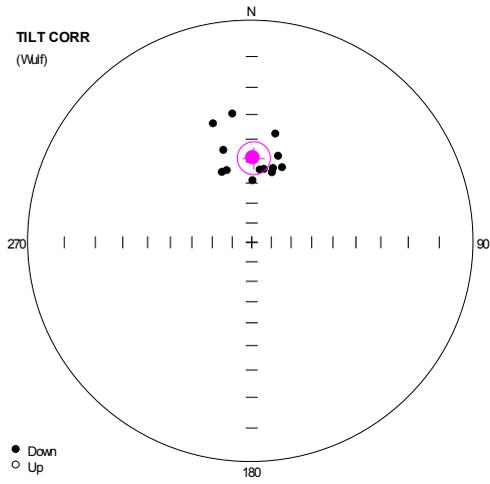
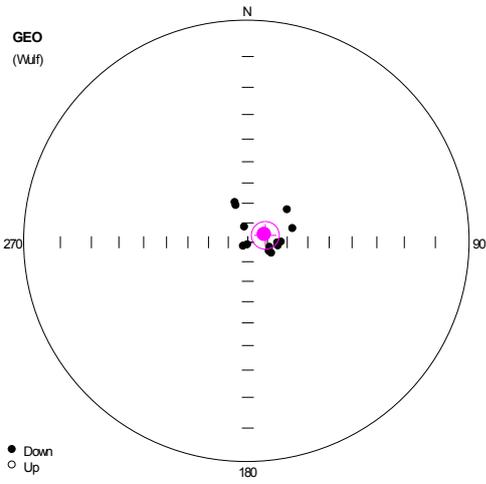


MU04:

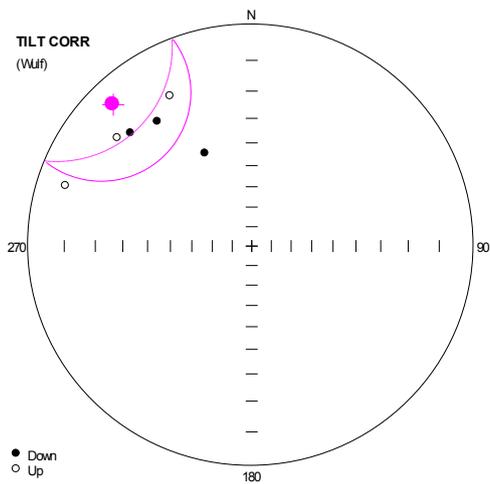
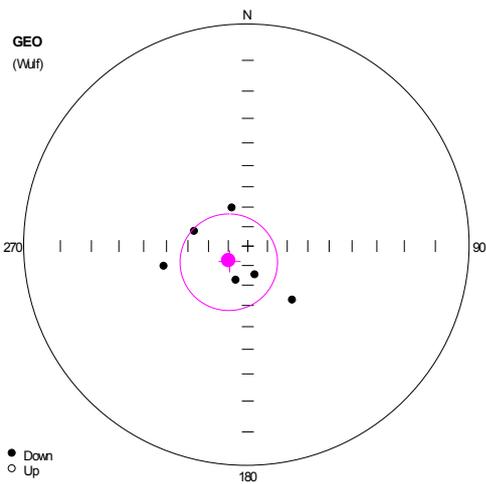


Nördliche Grauwackenzone

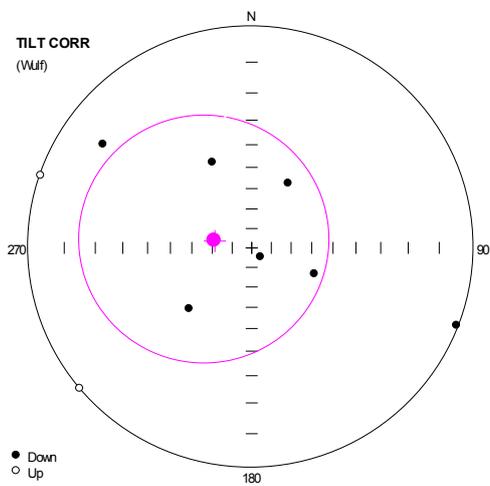
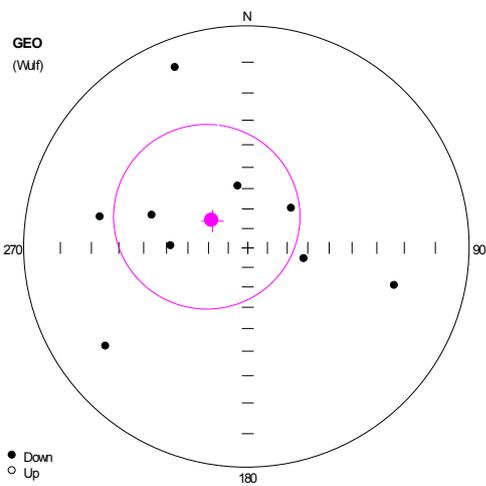
GB01:



KP02:



TL0304:



Beilage: N – S Profil in den östlichen Nördlichen Kalkalpen (modifiziert nach Plöching, 1995), AMS Ellipsoide, T – P_j Diagramme, Kluftrösendarstellung von k₁, Volumenssuszeptibilität und Box Whisker Darstellungen entlang des N – S Profils.

