

Vergleichende tektonische Untersuchungen
an zwei längsalpinen Störungen:
der Achantaler Schubmasse und der Salzachstörung



Dissertation
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München
vorgelegt von Edgar Beer
im März 2003

Tag der mündlichen Prüfung: 25 Juni 2003

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Dr. hc. H. Miller

2. Berichterstatter: Prof. Dr. B. Lammerer

Zusammenfassung

Nördlich des Tauern-Fensters wird das TRANSALP-Profil von zwei längsalpinen Störungen durchsetzt. Diese sind die Westfortsetzung der Salzachstörung und die Achentaler Schubmasse. Obwohl beide Störungen im Gelände gut aufgeschlossen sind, wurden die darauf stattgefundenen zeitlichen und geometrischen Bewegungsabläufe noch nie vollständig untersucht. Auch die Tiefenfortsetzung der Störungen konnte bisher nicht ermittelt werden. Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der Kinematik und die Ermittlung der sich daraus ergebenden Dynamik der beiden Störungen sowie die Korrelation dieser Ergebnisse mit den durch das TRANSALP-Projekt gewonnenen Erkenntnissen. Die Untersuchung der Kinematik stützt sich vorwiegend auf die Interpretation von Harnischflächen und den sich darauf befindenden Strömungen und den strukturgeologischen Beobachtungen in den untersuchten Gebieten. Zur Ergänzung der daraus gewonnenen Erkenntnissen wurden zusätzlich noch andere Methoden verwendet, die eine detailliertere Betrachtung einzelner Bewegungsphasen ermöglichen. Im Bereich der Achentaler Schubmasse sind dies die Untersuchung von Calcitwillingslamellen und an der Westfortsetzung der Salzachstörung die Analyse von fluiden Einschlüssen, die sich während der verschiedenen Bewegungsphasen gebildet haben. Die Tiefenfortsetzung der beiden untersuchten Störungen wurde mit Hilfe der seismischen Profile des TRANSALP-Projektes ermittelt. Im Gebiet der Achentaler Schubmasse wurden zusätzlich noch seismische Profile der ÖMV AG hinzugezogen.

Im Bereich der Achentaler Schubmasse ergab die Untersuchung der Kinematik fünf Deformationsabfolgen. Beginnend mit der ältesten sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. Die Bildung von E-W streichenden Falten.
2. Die NW gerichtete Überschiebung der Achentaler Schubmasse.
3. Faltung der aufrecht lagernden Schichten und der invers lagernden Schichten der Achentaler Schubmasse durch Falten mit E-W streichenden Faltenachsen.
4. Die Bildung der engen isoklinalen Falten mit NW-SE streichender Faltenachse.
5. Die Querwellung der E-W streichenden Falten.

Die für die Ermittlung der Dynamik wichtigen Harnischflächen und -strömungen wurden vorwiegend während der zweiten, dritten und vierten Deformationsphase gebildet. Nur wenige Harnischflächen der fünften Phase konnten eingemessen werden, und von der ersten Phase konnten keine Harnischflächen und -strömungen gefunden werden. Charakteristisch für das Gebiet im Einflussbereich der Achentaler Schubmasse ist, dass vorwiegend flache Harnischflächen gebildet wurden. Die Untersuchung von Calcitwillingen, die während der zweiten, dritten und vierten Deformationsphase gebildet wurden, ergab:

1. Dass während der zweiten Deformationsphase eine hohe Deformation der Calcitkristalle stattfand und die Bildungstemperaturen der Calcitwillinge zwischen 150° C und 300° C lagen.
2. Die dritte Deformationsphase führte zu einer wesentlich geringeren Deformation der Calcitkristalle. Die Calcitwillinge wurden während dieser Phase bei Temperaturen kleiner als 200° C gebildet.
3. Die vierte Deformationsphase nahm in ihrer Intensität von Ost nach West ab überschritt aber im Osten nie die Intensität der zweiten Deformationsphase im westlichen Teil des Gebietes.

Die aus den Harnischflächen und -striemungen der oben beschriebenen Deformationsphasen berechneten Tensoren wurden in fünf Gruppen eingeteilt. Da von der ersten Deformationsphase keine Harnischflächen gefunden werden konnten, ist der älteste Tensor der zweiten Deformationsphase zuzuordnen. Beginnend mit dem ältesten Tensor sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. P Subhorizontal W-E bis NW-SE und T Subvertikal
2. P Subhorizontal N-S bis NE-SW und T Subvertikal
3. P Subhorizontal NE-SW und T Subhorizontal NW-SE
4. P Subvertikal und T Subhorizontal E-W

P Subhorizontal E-W bis ENE-SSW und T Subhorizontal N-S bis NNW-SSE

Der zweite Tensor ist der dritten Deformationsphase zuzuordnen, der dritte und vierte der vierten Deformationsphase und der fünfte der letzten Deformationsphase. Die Zusammenfassung aller berechneten Tensoren für den Bereich der ASM zeigt, dass die Mehrheit aller P-Achsen horizontal und die meisten T-Achsen vertikal sind. Dadurch kann die ASM eindeutig als Aufschiebung beschrieben werden.

Die zur Ermittlung der Tiefenfortsetzung der Achantaler Schubmasse verwendeten seismischen Profile enthalten keine Reflektoren, die eindeutig der Achantaler Schubmasse zugeordnet werden können. Da die Aufzeichnung der Seismogramme in einer Tiefe von 500 m unter NN beginnt, wird dieses als Beweis angesehen, dass die ASM eine oberflächennahe flach nach S einfallende Aufschiebung ist.

Die Gesamtheit der im Bereich der Achantaler Schubmasse vorgenommenen Untersuchungen lassen auf eine langandauernde N-gerichtete Kompression schließen, die wahrscheinlich bis zum Oligozän dauerte und die oben beschriebenen Deformationsphasen eins bis drei umfasst. Während dieser Periode kam es in der Oberkreide zwischen der dextralen Rotmöserkopfstörung und der sinistralen Achenseestörung zu der Entstehung der Achantaler Schubmasse. Diese bildete sich aus einer E-W streichenden überkippten Falte, die zwischen den oben genannten Störungen im Gegenuhrzeigersinn gedreht wurde und durch die fortdauernde N-gerichtete Kompression entlang der NW streichenden Rotmöserkopfstörung nach NW geschoben wurde. Die anschließende Heraushebung des westlichen Teils der Achenseestörung führte zu der Erosion des hangenden Schenkels. Dadurch blieben nur die invers liegenden Schichten des liegenden Schenkels erhalten. Ab Oligozän begann die vierte Deformationsphase, die durch eine NE gerichtete Kompression infolge der lateralen Extrusion der Ostalpen ausgelöst wurde und zur Bildung der isoklinalen Falten mit NW-SE streichenden Faltenachsen führte. Ende Miozän begann schließlich infolge des Stillstandes der Ostkarpaten-Subduktion die fünfte Deformationsphase, die zu einer E-W Kompression führte und die Querwellung der E-W streichenden Falten bewirkte.

Die Untersuchung der Kinematik an der Westfortsetzung der Salzachstörung ergab vier Deformationsabfolgen. Beginnend mit der ältesten sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. N gerichtete Kompression
2. NNE gerichtete Kompression
3. NE gerichtete Kompression
4. E-W gerichtete Kompression

Die größte Anzahl von Harnischflächen wurde während der ersten und vierten Deformationsphase gebildet. Im Gegensatz zur Achantaler Schubmasse wurden an der Salzachstörung vorwiegend steil einfallende Harnischflächen gebildet. Die aus den

kinematischen Datensätzen der oben beschriebenen Deformationsphasen berechneten Tensoren wurden in vier Gruppen eingeteilt. Beginnend mit der ältesten sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. P subhorizontal N-S bis NW-SE und T subvertikal
2. P subhorizontal NNE-SSW und T subhorizontal ESE-WNW
3. P subhorizontal NE-SW und T subhorizontal NW-SE
4. P subhorizontal E-W und T subhorizontal N-S

Wie die Betrachtung der im Bereich der Salzachstörung berechneten Tensoren vermuten lässt, ist die Mehrheit sowohl der P-Achsen als auch der T-Achsen horizontal. Dieses zeigt den eindeutigen Blattverschiebungscharakter der Westfortsetzung der Salzachstörung.

Die Untersuchung von fluiden Einschlüssen, die während den aktiven Phasen der Salzachstörung eingeschlossen wurden, ergab:

1. Bewegung an der Salzachstörung fand vor 11 Ma, 12-13 Ma und 17 Ma statt.
2. Die letzte aktive Phase der Salzachstörung fand vor 11 Ma statt, da es ab diesem Zeitpunkt keinen vertikalen Versatz zwischen den penninischen und den unterostalpinen Einheiten mehr gab. Da dadurch aber nur noch eine reine Blattverschiebung an der Salzachstörung stattfinden konnte, die von den Paläostress-Untersuchungen nicht bestätigt wurde, wird von einem Stillstand der Bewegung an der Westfortsetzung der Salzachstörung ausgegangen.
3. Zwischen 17 Ma und 11 Ma fand an der Salzachstörung ein vertikaler Versatz von ~ 1.8 km statt. Dieses ergibt bei Annahme eines Durchschnittswertes der nach Westen einfallenden Harnischstriemungen von 20° für diesen Zeitraum einen horizontalen Versatz von ~ 5 km an der Salzachstörung.
4. Eine Zunahme des Salinitätsgehaltes der Einschlüsse mit zunehmendem Bildungsalter.
5. Zwischen den penninischen und den unterostalpinen Schichten fand während den Bewegungsphasen kein Elementaustausch statt.

Die Auswertung des vom TRANSALP-Projekt zur Verfügung gestellten seismischen Profils für den Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung ergab, dass für die Salzachstörung sowohl ein steil nach N als auch ein steil nach S Einfallen angenommen werden kann.

Ähnlich wie für den Bereich der Achantaler Schubmasse kann auch im Gebiet der Salzachstörung von einer länger andauernden Phase N gerichteter Kompression ausgegangen werden, die voraussichtlich bis ins Oligozän dauerte. Ab Oligozän begann die zweite Deformationsabfolge, die zu einer Änderung der Beanspruchung in eine NNE gerichtete Kompression führte und durch die Indentation der Ostalpen ausgelöst wurde. Wie lange diese Deformationsphase dauerte, konnte nicht ermittelt werden. Das gleiche gilt auch für die Phasen drei und vier. Die struktureologischen Untersuchungen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung ergaben, dass während der ersten und der vierten Deformationsabfolge die meisten Harnischflächen gebildet wurden und die Bewegung vor 11 Ma endete. Das Einsetzen einer dextralen Bewegung ab Ende Miozän, wie sie im östlichen Bereich der Salzachstörung beschrieben wird, konnte für die Westfortsetzung nicht bestätigt werden.

Inhaltsverzeichnis

Dank

1. Einführung.....	1
1.1. Problemstellung.....	1
1.2. Lage des Arbeitsgebietes.....	2
1.3. Geologischer Überblick.....	3
1.4. Methodik.....	6
2. Geologie des im Einflussbereich der Achentaler Schubmasse liegenden Gebietes.....	7
2.1. Einführung.....	7
2.1.1. Nördliche Kalkalpen.....	7
2.1.2. Geologische Entwicklung der Lechtaldecke.....	7
2.1.3. Achentaler Schubmasse.....	8
2.2. Tektonik.....	9
2.2.1. Westlich des Unnutz.....	9
2.2.2. Nördlich des Unnutz.....	13
2.2.3. Thiersee-Mulde.....	15
2.3. Paläostressanalysen.....	19
2.3.1. Einführung.....	19
2.3.2. Datenaufnahme.....	20
2.3.3. Analyseverfahren.....	20
2.3.4. Ergebnisse.....	23
2.3.4.1. Kinematik.....	23
2.3.4.2. Dynamik.....	31
2.3.5. Interpretation der Ergebnisse.....	37
2.4. Analyse von Calcitzwillingen.....	41
2.4.1. Einführung.....	41
2.4.2. Ergebnisse.....	43
2.4.3. Interpretation der Ergebnisse.....	47
2.5. Retrodeformation.....	48
2.6. Seismik.....	49
2.6.1. Interpretation der Ergebnisse.....	55
2.7. Zusammenfassung.....	56
2.8. Geodynamisches Modell.....	59

3. Geologisch-tektonische Untersuchungen der Salzachstörung zwischen Gerlosberg und Ronach.....	60
3.1. Einführung.....	60
3.2. Tektonik.....	61
3.3. Paläostressanalysen	63
3.3.1. Datenaufnahme	63
3.3.2. Ergebnisse.....	63
3.3.2.1. Kinematik.....	63
3.3.2.2. Dynamik.....	70
3.3.3. Interpretation der Ergebnisse	75
3.4. Analyse von Fluiden Einschlüssen.....	79
3.4.1. Einführung	79
3.4.2. Probennahme	79
3.4.3. Probenaufbereitung und verwendete Meßapparatur bei den Mikrothermo- metrischen Untersuchungen.....	80
3.4.4. Vorgehensweise.....	80
3.4.5. Kathodolumineszenz-Untersuchungen	81
3.4.5.1. Ergebnisse der Kathodolumineszenz-Untersuchungen.....	81
3.4.6. Bestimmung der Raumorientierung von Flächen mit sekundären Einschlüssen..	83
3.4.6.1. Ergebnisse	85
3.4.7. Mikrothermometrie.....	86
3.4.7.1 Einführung	86
3.4.7.1.1. Bestimmung der Zusammensetzung	86
3.4.7.1.2. Bestimmung der Bildungsbedingungen	87
3.4.7.2. Fehler bei Messungen an Fluiden Einschlüssen und deren Einfluss auf die Ergebnisse:.....	88
3.4.7.3. Ergebnisse der Mikrothermometrischen Untersuchungen.....	90
3.4.7.4. Histogrammanalyse.....	95
3.4.7.4.1. Allgemeines.....	95
3.4.7.4.2. Einfluß des vom Einschluß durchlaufenen PT-Pfades auf die Form des Histogramms	95
3.4.7.4.3. Ergebnisse der Histogrammanalyse	96
3.4.7.5. Untersuchung der Form der Einschlüsse.....	96
3.4.7.5.1. Allgemeines.....	100
3.4.7.5.2. Einfluß des vom Einschluß durchlaufenen PT-Pfades auf die Form fluider Einschlüsse	100
3.4.7.5.3. Ergebnisse der Formanalyse.....	101

3.4.7.6. Interpretation der Ergebnisse der Methoden zur Untersuchung von Fluiden Einschlüssen.....	102
3.5. Seismik	105
3.6. Zusammenfassung	106
3.7. Geodynamisches Modell	107
4. Literaturverzeichnis.....	108

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1. Geographische Übersichtskarte der Ostalpen mit der Lage der untersuchten Gebiete.....	2
Abbildung 2. Geologische Übersichtskarte der Ostalpen mit der Lage der untersuchten Gebiete.....	3
Abbildung 3. Geologisches Profil zwischen Plickenkopf und dem Achentale.....	9
Abbildung 4. Geologisches Profil zwischen Hochplatte und Plickenkopf.....	10
Abbildung 5. Geologische Karte des Gebietes westlich vom Unnutz.....	11
Abbildung 6. Verfallung der aufrechten und inversen Schichten am Höhenzug Marbichler Spitze-Kafell-Rether Kopf	12
Abbildung 7. Geologische Karte des Gebietes nördlich vom Unnutz.....	13
Abbildung 8. Falten mit NW-SE streichender Faltenachse im Ampelsbach.....	14
Abbildung 9. Abschiebung am nördlichen Schenkel der Thiersee-Mulde.....	15
Abbildung 10. Geologische Karte der Thiersee-Mulde zwischen dem Filzmoosbach und Landl	16
Abbildung 11. Ausbildung von zwei Überschiebungsflächen östlich der Angeralm.....	17
Abbildung 12. Rücküberschiebungen im Bereich der Ackernalm	18
Abbildung 13. Theoretische Kompressions- und Dehnungsachsen einer Störungsfläche mit Linear.....	19
Abbildung 14. Lage der Aufschlüsse entlang der Achentaler Schubmasse	21
Abbildung 15. Unterscheidungsmatrix	22
Abbildung 16. NW-SE streichende und flach nach SW einfallende Harnischflächen westlich des Larchbergs... ..	24
Abbildung 17. Harnischflächen und –striemungen zwischen Achenkirch und Hochplatte	25
Abbildung 18. Harnischflächen und –striemungen westlich und nördlich des Unnutzzuges.....	26
Abbildung 19. Harnischflächen und –striemungen zwischen Rotmöserskopf und Ludwig-Aschenbrenner-Hütte ..	27
Abbildung 20. Harnischflächen und –striemungen westlich der Ludwig-Aschenbrenner-Hütte bis Erzherzog-Johann-Klause	28
Abbildung 21. Harnischflächen und –striemungen zwischen Erzherzog-Johann-Klause und Ackernalm	29
Abbildung 22. Harnischflächen und –striemungen zwischen Veitsberg und Furschlachtbach.....	30
Abbildung 23. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des ersten Tensors geführt haben.....	32
Abbildung 24. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des zweiten Tensors geführt haben.....	33
Abbildung 25. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des dritten Tensors geführt haben.....	34
Abbildung 26. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des vierten Tensors geführt haben	35
Abbildung 27. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des fünften Tensors geführt haben.....	36
Abbildung 28. Unterscheidungsmatrix für den Bereich der Achentaler Schubmasse.....	37
Abbildung 29. Isoliniendarstellung der Flächenpole aller Harnischflächen, die im Bereich der Achentaler Schubmasse zwischen Hochplatte und Landl gemessen wurden.....	39
Abbildung 30. Isoliniendarstellung aller Harnischstriemung der Achentaler Schubmasse, die zwischen Hochplatte und Landl eingemessen wurde	39
Abbildung 31. Isoliniendarstellung aller berechneten P-Achsen im Bereich der Achentaler Schubmasse.....	40
Abbildung 32. Isoliniendarstellung aller berechneten T-Achsen im Bereich der Achentaler Schubmasse.....	40
Abbildung 33. Klassifikation von Zwillingslamellen nach ihrer Bildungstemperatur und Bildungsmechanismus.	41
Abbildung 34. Lage der Aufschlüsse von denen Proben zur Untersuchung von Calcitzwillingen angefertigt wurden	42

Abbildung 35. Zwillinglamellen des Typ 2 von der Hochplatte	43
Abbildung 36. Zwillinglamellen nördlich des Unnutzgifels	43
Abbildung 37. Ergebnisse der Paläostressanalysen an Zwillinglamellen im Bereich der Achentaler Schubmasse	44
Abbildung 38. Zwillinglamellen aus dem Ultradünnschliff NW des Rotmöserkopfes	45
Abbildung 39. Zwillinglamellen aus der Probe unterhalb des Ragstattjochs	45
Abbildung 40. Ultradünnschliff aus der Probe nördlich der Riedlalm	46
Abbildung 41. Zwillinglamellen des Typ 1 und 2 aus dem Aufschluss östlich des Veitsbergs	46
Abbildung 42. Lage der verwendeten seismischen Profile	49
Abbildung 43. Seismisches Profil TIV-8601 der ÖMV-AG	51
Abbildung 44. Seismisches Profil des TRANSALP Projektes	52
Abbildung 45. Seismisches Profil TIV-8505 der ÖMV AG	53
Abbildung 46. Seismisches Profil TIV-8507 der ÖMV AG	54
Abbildung 47. Modell zur Entstehung der Achentaler Schubmasse	58
Abbildung 48. Ausschnitt aus der geologische Karte der Ostalpen mit der Lage des untersuchten Gebietes.....	60
Abbildung 49. Geologische Karte des untersuchten Gebietes	62
Abbildung 50. NE-SW streichende und steil nach NW einfallende Harnischflächen mit flach nach SW einfallenden Striemungen	63
Abbildung 51. NE-SW streichende Harnischflächen mit flach SW einfallenden Striemungen.....	64
Abbildung 52. Lage der Aufschlüsse entlang der Westfortsetzung der Salzachstörung	65
Abbildung 53. Harnischflächen und Striemungen östlich von Königsleiten	66
Abbildung 54. Paläostress-Datensätze zwischen Krummbach und Riederbach.....	67
Abbildung 55. Harnischflächen und Striemungen zwischen Gmünder- und Mühlbach	68
Abbildung 56. Paläostress-Datensätze westlich des Mühlbaches	69
Abbildung 57. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des ersten Tensors geführt haben.....	71
Abbildung 58. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des zweiten Tensors geführt haben.....	72
Abbildung 59. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des dritten Tensors geführt haben.....	73
Abbildung 60. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des vierten Tensors geführt haben	74
Abbildung 61. Unterscheidungsmatrix für die Westfortsetzung der Salzachstörung.....	75
Abbildung 62. Isoliniendarstellung der Flächenpole aller eingemessenen Harnischflächen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung zwischen Ronach und Gerlosberg	76
Abbildung 63. Isoliniendarstellung aller Harnischstriemungen, die zwischen Ronach und Gerlosberg eingemessen wurde.....	77
Abbildung 64. Isoliniendarstellung aller berechneten P-Achsen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung.....	78
Abbildung 65. Isoliniendarstellung aller berechneten T-Achsen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung.....	78
Abbildung 66. Standorte der Probenentnahme im Gebiet um die Salzachstörung.....	79
Abbildung 67. Standorte der Probenentnahme im Gebiet um die Achentaler Schubmasse	80
Abbildung 68. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 3	81
Abbildung 69. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 7	82
Abbildung 70. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe BS 4	82
Abbildung 71. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 6	83

Abbildung 72. Orientierter Dickschliff mit Flächen sekundärer Einschlüsse	84
Abbildung 73. Bestimmung des wahren Streichen und Einfallen mit Hilfe des Schmidt'sches Netzes	84
Abbildung 74. Wahre Streich- und Fallwerte der Flächen mit sekundären Einschlüssen.....	85
Abbildung 75. Temperatur-Konzentrations-Diagramm für das H ₂ O-NaCl-System im Gleichgewicht mit Dampf, bei niedrigen Temperaturen und 1 bar Gesamtdruck.....	86
Abbildung 76. Druck-Temperatur-Diagramm für das reine H ₂ O-System.....	87
Abbildung 77. Temperatur-Zeitdiagramm für Messungen zwischen –180°C und 20°C	88
Abbildung 78. Isochoren der sekundären Einschlüsse in den Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites	91
Abbildung 79. Isochoren der sekundären Einschlüsse in den Quarzknuern der Bündner Schiefer.....	91
Abbildung 80. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer die zwischen 10 und 12 Ma gebildet wurden	92
Abbildung 81. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites die zwischen 11,5 und 12,5 Ma gebildet wurden .	92
Abbildung 82. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer die zwischen 11 und 15 Ma gebildet wurden	93
Abbildung 83. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites die zwischen 12,5 und 25 Ma gebildet wurden	93
Abbildung 84. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer die zwischen 17 und 25 Ma gebildet wurden	94
Abbildung 85. Isochoren der Einschlüsse aus dem Bereich mit geringerer Fluoreszenz.....	94
Abbildung 86. Histogramm der sekundären Einschlüsse aus den Quarzknuern der Bündner Schiefer	96
Abbildung 87. Histogramm der sekundären Einschlüsse aus den Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites	96
Abbildung 88. Histogramm der vor 17 bis 25 Ma gebildeten Einschlußpopulationen	97
Abbildung 89. Histogramm der vor 11 bis 15 Ma gebildeten Einschlußpopulationen	98
Abbildung 90. Histogramm der vor 10 bis 12 Ma gebildeten Einschlußpopulationen	98
Abbildung 91. Histogramm der Einschlüsse aus dem Bereich mit niedriger Lumineszenz.....	99
Abbildung 92. Hackenförmige Einschlüsse in den Quarzknuern des IQP	101
Abbildung 93. Einschlüsse in den BS mit irregulärer Form (Maßstab =20 µm).....	101
Abbildung 94. Veränderung der Salinität während der drei Einschlußphasen.....	103
Abbildung 95. Störungsflächen mit Einschlüssen die zwischen 12-13 Ma gebildet wurden in Quarzknuern der Bündner Schiefer	104
Abbildung 96. Einschlüsse aus dem Bereich mit geringer Fluoreszenz.....	104
Abbildung 97. Seismisches Profil des TRANSALP-Projektes	105

Dank

Die vorliegende Dissertation entstand am Department für Geo- und Umweltwissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München auf Anregung von Prof. Dr. Dr. h.c. Hubert Miller, dem ich für die wissenschaftliche Unterstützung und die stete Gesprächs- und Diskussionsbereitschaft sowie die mir gewährte interpretatorische Freiheit herzlich danke.

Prof. Dr. Ludwig Masch danke ich für die Einweisung in die Messungen mit dem Universaldrehtisch und die Hilfestellung bei der Auswertung der Messergebnisse.

Für die kostenlose Benutzung der Forststraßen möchte ich mich beim Forstamt Achenkirch sowie den Oberförstern Herrn Walcher (Forstamt Kramsach), Herrn Prem (Forstamt Zell am Ziller) und Herrn Kröll (Forstamt Landl) bedanken.

Auch allen meinen Kollegen und Freunden, die mir ihre Unterstützung zuteil werden ließen und zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, sei an dieser Stelle gedankt. Für fruchtbare Diskussionen sei besonders Herrn Dr. Matthias Weger sowie Herrn Dipl.-Geol. Michael Kling, der das zur Auswertung der Daten aus den Untersuchungen von fluiden Einschlüssen notwendige Programm zur Verfügung stellte, gedankt.

Für wertvolle Hinweise und stetige Gesprächsbereitschaft bei der Auswertung und Interpretation der seismischen Profile möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Bernd Lammerer und Herrn Dr. Ewald Lüschen bedanken. Der ÖMV-AG danke ich für die Bereitstellung und Erlaubnis zur Veröffentlichung industrieller seismischer Daten aus dem Gebiet der Achentaler Schubmasse.

Ebenso möchte ich mich bei meinen Eltern, deren Unterstützung sich auf weit mehr als auf finanzielle Hilfen belief, herzlichst bedanken.

Nicht zuletzt sei meiner Frau, die mit viel Geduld und moralischer Unterstützung einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit beitrug, gedankt.

Die Geländearbeiten wurden dankenswerterweise zwei Jahre lang finanziell durch die DFG unterstützt.

1. Einführung

1.1. Problemstellung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der geologisch-tektonischen Entwicklung der Achantaler Schubmasse sowie der Westfortsetzung der Salzach-Störung. Unter „Achantaler Schubmasse“ werden in dieser Arbeit die invers liegenden Schichten sowohl westlich von Achenkirch als auch nördlich des Unnütz Gipfels zwischen Thiersee und Rotmöserkopf bezeichnet. Der Begriff „Westfortsetzung der Salzach-Störung“ steht hier für die steil nach N einfallende Störung westlich des Salzachtals, die die penninischen Schichten vom Unterostalpin trennt, aber nicht die Deckengrenze ist, sondern steiler als diese einfällt. Die Salzach-Störung liegt am Nordrand des Tauernfensters und spielt eine wichtige Rolle bei der Heraushebung des Tauernfensters nach der Kollision der adriatischen Platte mit dem europäischen Festland. Das Tauernfenster wurde im Verlauf der alpidischen Orogenese ca. 36 km versenkt, wie Maximaldrucke der Regionalmetamorphose von ca. 10 kbar im westlichen Tauernfenster belegen (Selverstone et al., 1984), und ist schon seit Ende des letzten Jahrhunderts ein klassisches Gebiet geologischer Forschung (Termier, 1903, 1912; Morteani, 1971; Lammerer et al., 1976; Frisch, 1984; Miller et al., 1984; Lammerer, 1986). Die Kenntnis der Zeiträume, während der Bewegung an der Salzach-Störung stattgefunden hat, sowie der jeweiligen Versatzbeträge können zu einem besseren Verständnis der Entwicklung des Tauernfensters und damit der alpinen Orogenese beitragen.

Das Hauptanliegen ist die Untersuchung der zeitlichen und geometrischen Bewegungsabläufe, basierend auf geländegeologischen Beobachtungen, seismischen Daten sowie mikrothermometrischen Untersuchungen von fluiden Einschlüssen. Damit und mit älteren Daten wird für beide Gebiete ein kinematisches Modell entwickelt und versucht, dieses mit den gegenwärtigen Erkenntnissen zur Entwicklung der Ostalpen in Verbindung zu bringen. Spröde Verformungen spielen sowohl an der Salzach-Störung als auch bei der Entwicklung der Achantaler Schubmasse eine wesentliche Rolle. Deswegen wurde bei der Rekonstruktion der Kinematik und Dynamik der untersuchten Gebiete besonderer Wert auf die Interpretation von Harnischflächen und der darauf befindlichen Striemungen gelegt. Diese bilden gute Marker für spröde Verformungen, da an ihnen anhand bestimmter Merkmale die Richtung der Bewegung und unter Umständen auch der Versatzbetrag bestimmt werden kann. Deswegen haben sie eine zentrale Bedeutung bei der statistischen Analyse von Bewegungsflächen.

Schwerpunkte der Untersuchung sind die struktureologischen Verhältnisse im Bereich der Achantaler Schubmasse zwischen Juifen (westlich von Achenkirch) und Landl und für die Westfortsetzung der Salzach-Störung zwischen Zell am Ziller und Ronach. Die geologische Kartendarstellung umfasst geologisch-tektonische Karten der untersuchten Gebiete sowie mehrere Profile von Schlüsselregionen. Für die Geländeaufnahmen und die Erstellung der Karten wurden vor allem geologische Vorarbeiten, von Benthaus (1993), Biesel (1998), Bucher (1994), Edenharter (1998), Einsiedl (1995), El Mohalhil (1997), Fohrmann (1996), Hornschild (1998), Hutter (1993), Jung (1998), Karius (1993), Kohler (1994), Lachner (1993), Mosetter (1997), Neumaier (1995), Oberndorfer (1997), Petri (1998), Roller (1993), Schachl (1996), Scheucher (1997), Schmidt (1994), Venczel (1994) für das Gebiet der Achantaler Schubmasse und von Keppler (1991), Klemm (1992), Rydval (1993), Veit (1993), Vogelgsang (1992), Winkelmann (1992) für die Westfortsetzung der Salzach-Störung verwendet.

1.2. Lage des Arbeitsgebietes

Das Gebiet im Bereich der Achentaler Schubmasse erstreckt sich vom Bächtental über Rotwand und Halskopf im Westen bis zur Straße zwischen Landl und Riedenberg im Osten. Die nördliche Grenze verläuft vom Zollamt Achenkirch über die Halserspitze und Sonnwendjoch bis nach Landl. Im Süden wird es vom Unteraubach, Unnutzzug, der Guffertspitze und vom Höhenrücken zwischen Schmalegger Joch und Larchberg begrenzt.

Die Westfortsetzung der Salzach-Störung wurde zwischen Gerlosberg im Westen und Ronach im Osten untersucht. Im Norden bildet der Höhenzug Karspitze-Isskogel-Falschriedel-Ronachgeier die natürliche Begrenzung. Im Süden erstreckt sich das Gebiet bis zur Straße des Gerlospasses im Osten und Hainzenberg im Westen.

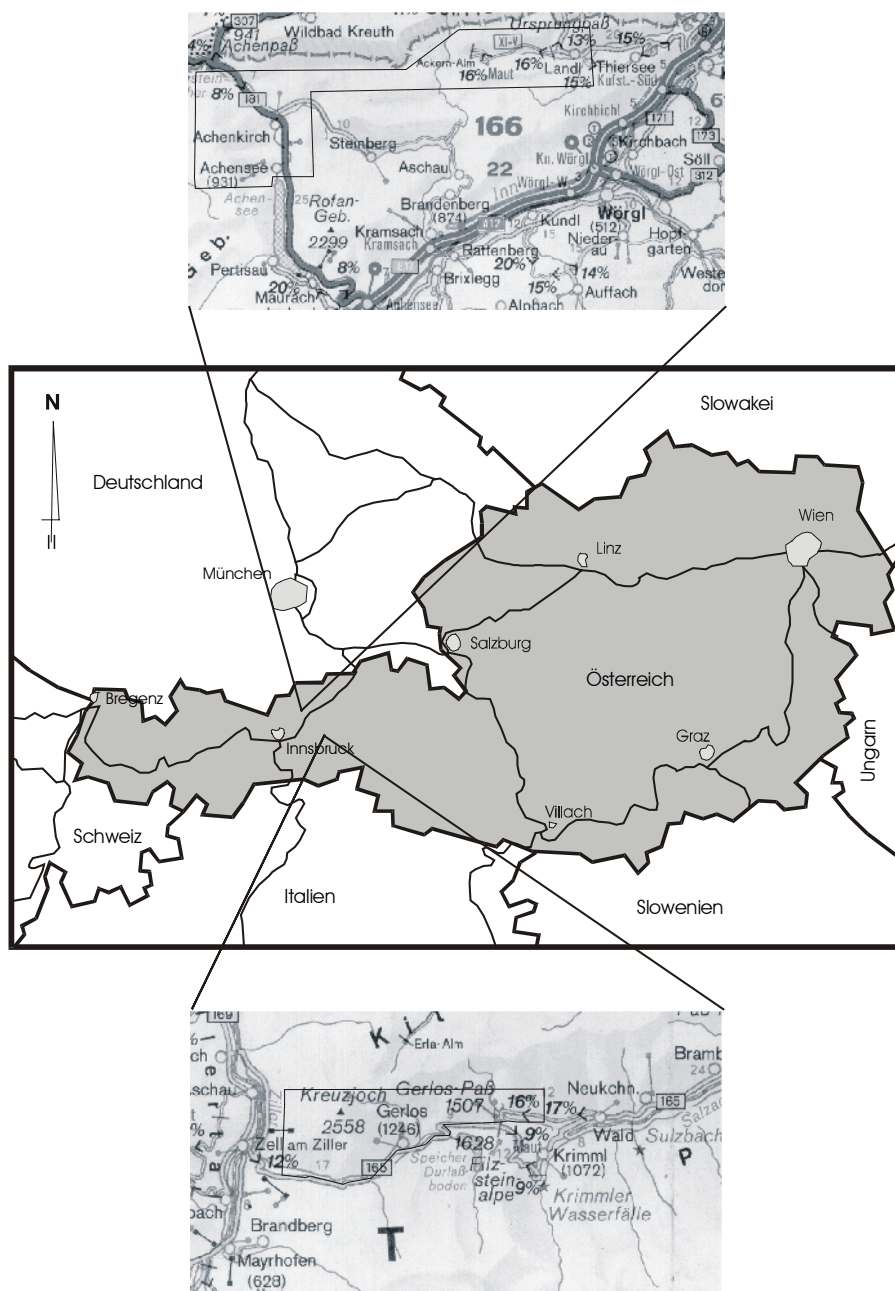


Abbildung 1. Geographische Übersichtskarte der Ostalpen mit der Lage der untersuchten Gebiete

1.3. Geologischer Überblick

Das ostalpine Grundgebirge befand sich während der variszischen Orogenese im südöstlichen Bereich des Orogens (Ratschbacher & Frisch, 1993).

Im **Perm** unterlag das Gebiet einer N-S Extension, wobei sich nach Süden abschiebende Halbgräben bildeten (Weger & Lammerer, 1998) und das variszische Relief durch Erosion und Ablagerung in den neugebildeten Halbgräben weitgehend ausgeglichen wurde (Auer, 2001).

Im nördlichen und nordwestlichen Bereich des Meliata-Ozeans wurde in der **Trias** eine bis zu 5 km mächtige Abfolge aus Flachwasserkarbonaten abgelagert (Haas et al., 1995).

Anfang **Jura** begann sich der penninische Ozean nordwestlich des kalkalpinen Ablagerungsraumes zu bilden, dessen Entstehung eng mit der Entwicklung des atlantischen Ozeans verbunden ist. Dieser ersten Riftphase folgte eine zweite im späten Lias, die im obersten Dogger zur Bildung von ozeanischer Kruste führte (Steinmann, 1994; Froitzheim & Manatschal, 1996; Stampfli & Marchant, 1997). Dingeldey et al. (1997) nehmen an, dass sich neben dem penninischen, innerhalb der unterostalpinen Einheit, ein zweiter Ozean südlich davon bildete. In beiden Meeren wurde ihrer Meinung nach an der Grenze Lias-Dogger ozeanische Kruste gebildet.

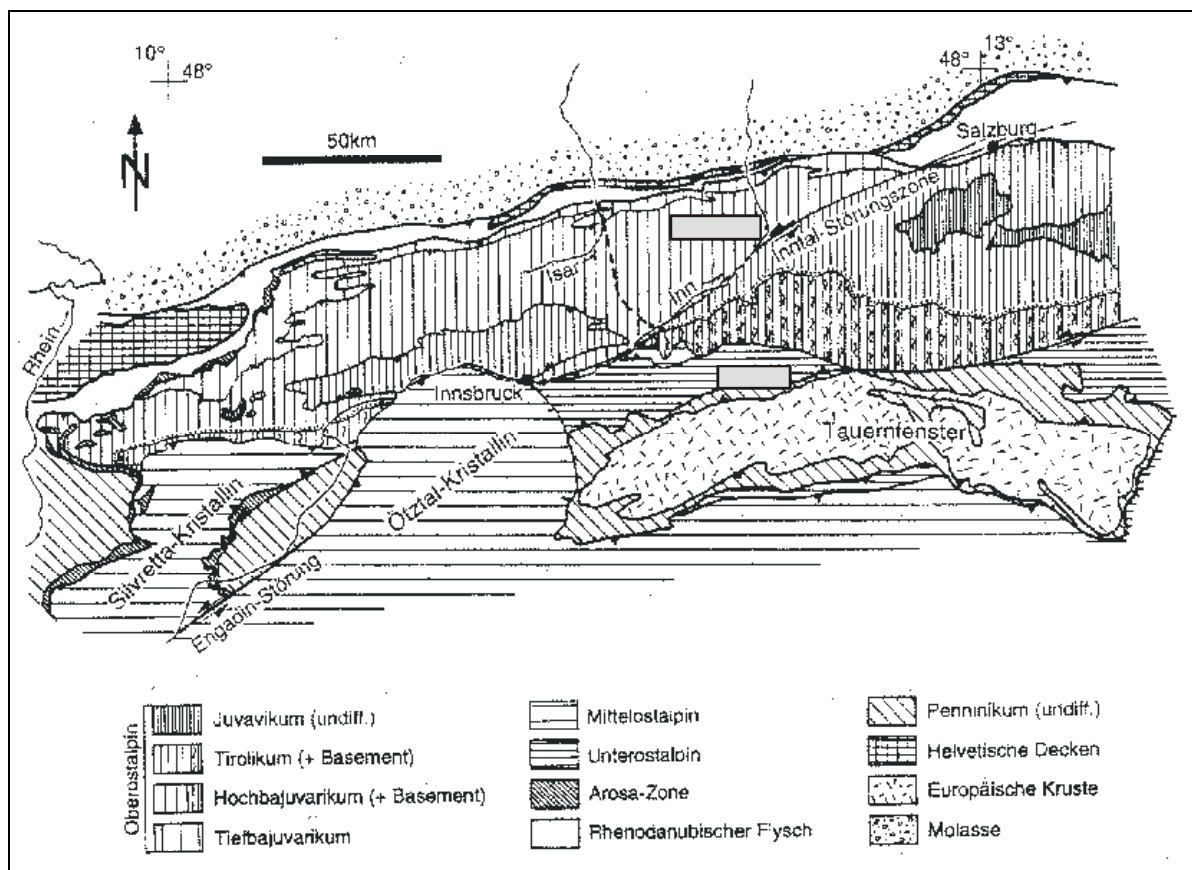


Abbildung 2. Geologische Übersichtskarte der Ostalpen mit der Lage der untersuchten Gebiete (aus Auer, 2001)

Die meisten Autoren legen den Beginn der Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans auf Ende Dogger/Anfang Malm. Nach Stampfli & Marchant (1997) beginnt die Schließung jedoch schon Ende Trias. Nur das Ende der Subduktion wird einheitlich mit 100 Ma (Ende **Unterkreide**) angegeben (Thöni & Jagoutz, 1993; Neubauer, 1994; Neubauer et al., 1995; Froitzheim et al., 1996; von Blanckenburg & Davis, 1996). Über die genaue Ozean-konfiguration sowie der Lage der Meliata-Sutur gibt es jedoch noch unterschiedliche Meinungen (Froitzheim et al., 1996; Schweigl & Neubauer, 1997; Gawlick et al., 1999).

Durch die Schließung des Meliata-Ozeans kommt es im ostalpinen Bereich zu ersten nach W bis NW gerichteten Deckenstapelungen (Reitz et al., 1989; Dallmeyer et al., 1996; Gawlick et al., 1999; Neubauer et al., 2000), wobei aber auch regionale Abweichungen (nach N und W gerichtete Teilbewegungen) festgestellt worden sind (Weger & Lammerer, 1998; Behrmann, 1990; Ratschbacher et al., 1991; Schweigl & Neubauer, 1997; Dallmeyer et al., 1998), die durch Aufspaltung der NW-Bewegung erklärt werden können. Gleichzeitig mit der Schließung des Meliata-Ozeans beginnt die E bis SE gerichtete schräge Subduktion der Penninischen Einheit unter den bereits existierenden ostalpinen Deckenstapel. Genser et al. (1996) geben den Beginn der Subduktion mit 110 Ma an. Die W bis NW gerichtete Kompression entstand durch N-Bewegung der adriatischen Platte und deren Gegenuhrzeiger-sinn-Drehung (Decker & Peresson, 1997). Durch die Subduktion der penninischen Einheiten bildete sich ein orogener Keil, ähnlich dem Modell von Platt (1986, 1987), an dessen Spitze sich die Nördlichen Kalkalpen befanden (Genser et al., 1996; et al., 1998; Neubauer et al., 2000). Dabei kommt es unter prä- bis synmetamorphen Bedingungen zwischen 95 und 75 Ma zu einer Verschuppung des Austroalpinen Grundgebirges und der penninischen Einheiten (Ratschbacher et al., 1989; Genser et al., 1996; Weger & Lammerer, 1998; Dallmeyer et al., 1996). Zwischen 90 und 60 Ma kam es im Osten des Tauernfensters zur Gosau-Sedimentation. Die Flysch-Sedimentation vor 80 Ma markiert die maximale Extension in diesem Gebiet (Ratschbacher et al., 1989).

Das Ende der Subduktion des penninischen Ozeans führte zur Kollision zwischen der adriatischen und der europäischen Platte. Weger & Lammerer (1998) sowie Eisbacher et al. (1990) geben für dieses Ereignis ein Alter zwischen oberer Kreide und Anfang Tertiär an. Dingeldey et al. (1997) bestimmten für die Schließung des Piemontais-Ozeans einen Zeitraum zwischen 70 und 40 Ma. Nach Ring et al. (1989), le Pichon et al. (1988) und Decker & Peresson (1997) fand die Kollision vor 53 Ma statt.

Nach der Kollision erfolgte der Zusammenbruch des orogenen Keils der Ostalpen und der damit verbundene Aufstieg des Tauernfensters. Selverstone (1988) gibt den Beginn des Aufstieges aus 36 km Tiefe mit 46 Ma an. Schnabel (1992) bestimmte dafür ein Alter von 53 Ma. Nach Decker & Peresson (1997) ergeben die Untersuchungen des Molassebeckens für den Beginn des Tauernfenster-Aufstieges ein Alter von 38 Ma. Zwischen 33 und 18 Ma erreicht die Aufstiegs-geschwindigkeit ihren Höhepunkt (Weger, 1998; Selverstone, 1993; Christensen et al., 1994.). Ratschbacher et al. (1991) hingegen geben für dieses Ereignis ein Alter von 25 bis 14 Ma an.

Ab Mitte bis Ende **Eozän** (40-36 Ma) wurde der austroalpine Deckenstapel durch die Heraushebung des Tauernfensters nach N bis NNE über den Europäischen Schelf geschoben. Dabei wurden auch Teile des rhenodanubischen Flyschs und des allochthonen Helvetikums abgeschert und mitverfrachtet (Genser et al., 1996; Decker & Peresson, 1997). Ende Eozän kam es auch zur Ablagerung der Molasse.

Im **Oligozän** fand die stärkste Verformung in den Ostalpen statt. Die Südalpen veränderten sich in diesem Zeitraum nur wenig (Ratschbacher et al., 1991). Durch den Aufstieg des Tauernfensters entstanden in den Ostalpen S gerichtete Überschiebungen und südvergente Rückfalten (Roedder, 1989, 1992; Doglioni, 1992; Schönborn, 1992), W gerichtete Abschiebung an der Brennerstörung (Selverstone, 1988; Behrmann, 1988) sowie E gerichtete Abschiebung am Ostrand des Tauernfensters (Genser & Neubauer, 1989). Ende Oligozän verursachte ein alpiner Indenter im südlichen zentralen Teil der Ostalpen die geknickte Form des Tauernfensters und die Rotation sämtlicher präexistierender Strukturen und kinematischer Indikatoren. Der östliche Teil des Tauernfensters wurde dabei im Uhrzeigersinn und der westliche im Gegenuhrzeigersinn gedreht (Kurz et al., 1993). Durch die Einwirkung des Indenters und die Bildung von konjugierten Störungspaaren entstand die laterale Extrusion der Ostalpen nach Osten (Ratschbacher et al., 1991; Frisch et al., 1998). Der Beginn der lateralen Extrusion bewirkte eine Änderung der WNW gerichteten Kompression in eine N gerichtete durch Verformungsteilung an der Periadriatischen und der Salzach-Störung, die die anhaltende Gegenuhrzeigersinn-Drehung der Adriatischen Platte auffingen und die nördlichen Ostalpen von dieser Komponente befreiten (Decker & Peresson, 1997). Fortschreitende Extrusion führte zu einer Änderung der N- in eine NE- gerichtete Kompression, die sich schließlich durch den Rückzug der Ostkarpaten-Subduktion nach Osten in eine E-Extension umwandelte. Aber auch ein früheres Einsetzen der lateralen Extrusion wird von einigen Autoren in Betracht gezogen (Tollmann, 1986; Ortner, 1996; Ortner & Sachsenhofer, 1996; Elias, 1998). Diese stützen sich vor allem auf die Untersuchungen der Inntal-Störung.

Während des **Miozäns** fand die größte Verformung in den westlichen Südalpen, mit einer Verkürzung von mehr als 80 km, und in den Ostalpen statt. Die Südalpen entwickelten in dieser Zeit einen Deckengürtel und in den Ostalpen fand eine größere Verkürzung als in den westlichen Zentralalpen statt. Da in den Westalpen die höchste Krustendicke entlang des Hauptkammes der Alpen verläuft, in den Ost- und östlichen Südalpen aber südlich des Hauptkammes liegt, wurde nach Ratschbacher et al. (1991) in den Ostalpen die Oberkruste von der Unterkruste abgeschert. Bis 17 Ma herrschte in den Ostalpen postkollisionale Konvergenz (Peresson & Decker, 1997; Weger, 1998). Die Ostalpen-Extrusion wurde erst durch den Eintritt von dicker und leichter Europäischer Kruste in die Subduktionszone der Ostkarpaten beendet. Dadurch kam es zu einer E-W Kompression, da ein Ausweichen nach E nicht mehr möglich war. Die sinistralen NE-SW streichenden Störungen wurden durch dieses Ereignis dextral und die NW-SE streichenden dextralen, wurden sinistral. An allen Störungen fanden aber nur geringe Bewegungen statt (Decker & Peresson, 1997). Im Miozän kam es im ostalpinen Raum auch zu paläomagnetisch belegten Rotationsbewegungen mit zum Teil großen Beträgen.

1.4. Methodik

Zuerst wurden die geologischen Verhältnisse, die in den zur Verfügung stehenden Karten und Arbeiten aufgezeigt waren (siehe Kapitel 1.1), im Gelände verifiziert und durch die Aufnahme weiterer kinematischer Indikatoren (Harnischflächen mit Striemungen, Bewegungssinn der Hangendscholle an diesen Harnischflächen, Kleinfaltenachsen), die das Gesamtbild der geologischen Entwicklung verfeinern, ergänzt. Anschließend wurde durch Korrelation mit den tektonischen Strukturen das relative Alter der Harnischflächen bestimmt und eine Abfolge der in den untersuchten Gebieten stattgefundenen Deformationen erstellt. Mit Hilfe inverser Methoden wurde dann aus der Raumlage der Harnischflächen der einzelnen Deformationen und der auf ihnen enthaltenen Linearen die Hauptspannungsachsen (Tensoren), die zur Bildung dieser Flächen geführt haben, berechnet (siehe Kapitel 2.3). Zur Abschätzung der Versatzbeträge während der einzelnen aktiven Phasen der behandelten Störungen wurden zusätzlich sekundäre fluide Einschlüsse aus Mikrostörungenflächen, die parallel zu der jeweiligen makroskopischen Hauptstörungenfläche lagen, untersucht. Aus den Bildungsbedingungen (Druck und Temperatur) und den jeweiligen PTt-Diagrammen wurde der Einschlusszeitpunkt bestimmt und durch Korrelation mit der Bildungstiefe und dem Einfallswinkel der Harnischstriemung die Versatzweite bestimmt. Mit Hilfe der fluiden Einschlüsse wurde auch die Änderung der Zusammensetzung der synkinematischen Fluide während der einzelnen Bewegungsphasen untersucht. Im Gebiet der Achantaler Schubmasse wurde zusätzlich anhand von Calcit-Zwillingslamellen die Bildungstemperatur von Calciten aus der Hauptüberschiebungsfläche sowie aus parallel dazu liegenden Störungen im Hangenden und Liegenden ermittelt. Aus strukturell wichtigen Aufschlüssen wurden an diesen Calcit-Zwillingslamellen mit Hilfe des Universaldrehtisches auch Paläostressanalysen durchgeführt und mit den aus der Untersuchung der Harnischflächen gewonnenen Daten verglichen.

Für die Tiefenexploration der Oberflächenstrukturen wurden die seismischen Daten aus dem TRANSALP-Projekt und von der ÖMV AG zur Verfügung gestellte Profile verwendet. Die seismische Linie des TRANSALP-Projektes verläuft im Gebiet der Achantaler Schubmasse durch die Erzherzog-Johann-Klause und schneidet die Salzach-Störung bei Zell am Ziller.

Anschließend wurde mit Hilfe der Ergebnisse aus den oben genannten Methoden und schon vorhandener Daten ein geodynamisches Modell für jedes der beiden untersuchten Gebiete erstellt.

2. Geologie des im Einflussbereich der Achentaler Schubmasse liegenden Gebietes

2.1. Einführung

2.1.1. Nördliche Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen (NKA) bilden den frontalen Teil der Austroalpinen Einheiten, die Mitte bis Ende Eozän nach Schließung des penninischen Ozeans auf den europäischen Schelf überschoben wurden. Sie bestehen aus überwiegend karbonatischen Ablagerungen mit karbonisch bis paläogenem Alter (Tollmann, 1976) und wurden von Tollmann (1963) in mehrere faziell-strukturelle Einheiten untergliedert, die von Gawlick et al. (1999) und Lein & Gawlick (2000) unter strukturgeologischen Gesichtspunkten verändert wurden. Vom Liegenden zum Hangenden sind diese das Tiefbajuvarikum, Hochbajuvarikum, Tirolikum, Tiefjuvavikum und Hochjuvavikum. Der rhenodanubische Flysch bildet das Liegende der Nördlichen Kalkalpen. Infolge der geologischen Verhältnisse und der Deformationsabfolge gehen manche Autoren von der Existenz zweier Ozeane im Bereich der NKA in der **Trias** aus (Gawlick et al., 1999; Pober & Faupl, 1988; Gruber et al., 1992):- eines Hauptozeans (Meliata) und eines kleineren Beckens (Hallstatt). Anfang **Jura** führte die Entstehung des penninischen Ozeans im südöstlich davon liegenden kalkalpinen Ablagerungsraum zur Bildung von Becken und Schwellen entlang steilstehender Brüche (Satterley, 1996; Rüffer, 1999). Synsedimentäre Tektonik und eine durch die Veränderung des Klimas hervorgerufene abnehmende Sedimentationsrate beeinflussten bis in die **Unterkreide** die Sedimentationsvorgänge im Bereich der nördlichen Kalkalpen und führten zu Faziesdifferenzierung und starken Mächtigkeitsunterschieden (Tollmann, 1976). Die Stapelung und Deformation der Nördlichen Kalkalpen zwischen 97 und 70 Ma, noch vor Beginn der Subduktion des penninischen Ozeans, führte nach Eisbacher et al. (1990) zu einer Verkürzung von mindestens 60 % und nach Linzer et al. (1995) zu 54 bis 65 %. Die Überschiebung der Lechtaldecke im späten Alb ist das erste belegbare Ereignis dieser Kontraktionsphase (Auer, 2001). Von der späten Oberkreide bis zum Eozän ist in den NKA nur geringe tektonische Aktivität bekannt. Die Subduktion des südpenninischen Ozeans scheint sich nur sehr gering auf die Entwicklung der NKA ausgewirkt zu haben. Ab **Eozän** werden die NKA durch die Heraushebung des Tauernfensters auf den Europäischen Schelf überschoben (Frisch, 1979; Ring et al., 1989; Eisbacher & Brandner, 1996; Neubauer et al., 2000).

2.1.2. Geologische Entwicklung der Lechtaldecke

Die Lechtaldecke bildet zusammen mit der Lechtaldecken-Basisschuppe das Hochbajuvarikum und besteht aus einem EW orientierten Faltenbau. Die Hauptstrukturen der Lechtaldecke sind die Valepp-Antiklinale, die Thiersee-Synklinale, die Achentaler Schubmasse und die Guffert-Pendling-Antiklinale. Anfang **Trias** wurde die südliche und zentrale Lechtaldecke von Extension erfasst. Im Bereich der heutigen Achentaler Schubmasse hat eine S einfallende Abschiebung zu einem E-W streichenden Plattform-Becken-Übergang geführt. Im Bereich des Achensees wurde die Abschiebung vermutlich durch eine N-S streichende Störung versetzt. Im unteren Rät bildet sich um Achenkirch ein N-S streichendes Becken und der Bereich westlich des Ampelsbach beginnt abzusinken. Ende Trias trat erstmals infolge einer NS Extension kleinräumige Bruchtektonik auf, was zu einer Gliederung zwischen Becken- (Kössener Schichten) und Riff-Fazies (Oberrätkalk) führte und bis zum Malm dauerte. Ab **Jura** wurde auch die nördliche Lechtaldecke und die Allgäu-Decke von der Extension erfasst. Im frühen Malm erreichte die Absenkung des Ablagerungsraumes die

maximale Tiefe und es trat eine allgemeine Vereinheitlichung der Sedimentationsbedingungen ein. Ein Wiederaufleben der Extension im oberen Malm führte zu einer weiteren Absenkung des Gebietes westlich von Achenkirch und zu extremen Mächtigkeitsvariationen in der südlichen Lechtaldecke (Nagel, 1975; Channel, 1990). Die pelagische Sedimentation dauerte bis Ende **Unterkreide** (May & Eisbacher, 1999; Trommsdorf et al., 1990). Im mittleren Alb wird das Gebiet infolge der Schließung des Meliata-Ozeans engständig gefaltet, was zu der Ausbildung von E-W streichenden Schwellen und Becken führt. In dieser Zeit entstanden auch die Thiersee- und Karwendel-Mulde. Durch die E-W-Kompression Ende **Miozän** kommt es zu einer Querwellung der E-W Faltenachsen und Bruchtektonik.

2.1.3. Achantaler Schubmasse

Das Problem der Achantaler Schubmasse (ASM) beginnt schon bei ihrer Definition. Seit Entdeckung durch Quenstedt (1951) bis in die Gegenwart gibt es noch keine Einigung über die genaue Erstreckung der Achantaler Schubmasse. Quenstedt (1933, 1951), Tollmann (1969), Nagel (1975), Spieler & Brandner (1989) und Auer (2001) bezeichnen damit die überwiegend NNE-SSW streichenden und mit 40° nach E einfallenden überkippten Schichten westlich des Unnutzmassivs. Nach Quenstedt (1951), Spengler (1956), Nagel et al. (1976) und Schütz (1979) reicht die Achantaler Schubmasse von Kufstein über Thiersee und Landl bis zum Schneidjoch. Die Überschiebungsfläche fällt hier mit 30° nach S ein und wird in der Tiefe flacher. Auch über die Bildung, Herkunft sowie über den Zeitpunkt der Überschiebung wird noch kontrovers diskutiert:

1. Nach Quenstedt (1951) und Spengler (1956) geht die ASM aus einem E-W streichenden Faltenbau des Vorkarwendels westlich des Achenseegebietes hervor. Die Rotation und Überschiebung der invers lagernden Schichten wird als Folge der Westwärtsbewegung des Wettersteingebirges in der oberen Kreide gesehen. Dabei wird angenommen, dass während der Drehbewegung von 60° keine Formänderung erfolgte.

2. Spieler & Brandner (1989) und Auer (2001) gehen bei der Bildung der ASM von lokalen Rotationsvorgängen während der Ende Oligozän-Anfang Miozän stattfindenden Deformationsphase aus, die durch einen mitteltriassischen Plattform-Becken-Übergang und ein jurassisches Pull-apart-Becken an einem E-W orientierten sinistralen Blattverschiebungssystem beeinflusst wurden. Die Annahme eines Pull-apart-Beckens wird durch die Sedimentation im Jura mit E-W orientierten Mächtigkeitsgradienten und der Bildung eines tektonisch kontrollierten Depozentrums im S des Juifens unterstrichen (Spieler & Brandner, 1989; Channel et al., 1990, 1992). Die relativ späte Überschiebung der ASM wird durch folgende Argumente begründet:

- Die Maastricht-Paleozän-Gesteine im Liegenden des Ostabschnitts der Achantaler Schubmasse.
- Die geringe Deformation der NNE-SSW streichenden Überschiebungsfläche westlich des Unnutz, die im Gegensatz zu dem engen isoklinalen E-W streichenden Faltenbau im Liegenden steht.

3. Auch die N-gerichtete Bewegung einer lateral begrenzten oberostalpinen Struktureinheit mit Ausbildung zweier Knickscharniere wird als Möglichkeit genannt (Auer, 2001). Dieses wird durch die Pop-up-Geometrie der westlichen Guffert-Pending-Antiklinale, die Annahme eines Blattverschiebungsfächers im NE des Unnutz und seismischen Erkenntnissen begründet. Dabei entstand im Bereich des Gufferts ein N- bis NW- gerichteter Versatz von ca. 8 bis 9 km.

4. Die ASM wurde in einer Transferzone zwischen einem Bereich S-gerichteter Überschiebung im W (Karwendelgebirge) und einer N-gerichteten Überschiebung im E (Achtal-Überschiebung) gebildet (Eisbacher & Brandner, 1995, 1996).

5. Nagel (1975) legt den Zeitraum der Überschiebung in die oberste Unterkreide, gefolgt von einer N gerichteten Einengung.

Im Bereich der Hochplatte bilden die Gesteinseinheiten der Trias die Überschiebungsbahn (Abbildung 4). Am Südhang der Hochplatte konnten einzelne W-gerichtete Aufschiebungen einmessen werden.

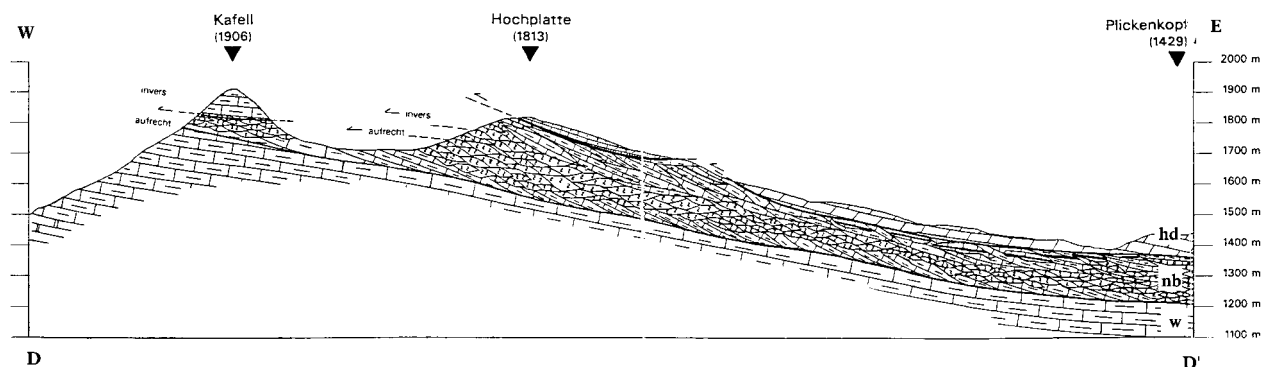


Abbildung 4. Geologisches Profil zwischen Hochplatte und Plickenkopf (aus Lachner, 1993).

Die Triaseinheiten lassen sich vom Plickenkopf nach W hin nur bis zum Hochplattengipfel verfolgen. Am Grat zwischen Retherkopf und Marbichler Spitze sind sie aber nicht mehr zu beobachten (Roller, 1993). Unterhalb der Hochplatte wird eine EW-streichende Faltenstruktur vermutet, deren Achse flach nach E abtaucht. Diese lässt sich westlich des Kafells weiterverfolgen, wo die Faltenachse aber mit 15-20° nach W einfällt (Roller, 1993).

nv	Mergel	Kreide
nb	Mergelige Aptychenschichten	
w	Kalkige Aptychenschichten	Jura
bh	Radiolarit	
lh	Kieselkalke	
lk	Rotkalke	
kk	Oberrättriffschuttkalk	Trias
km	Kössener Schichten	
pk	Plattenkalk	
hd	Hauptdolomit	

Legende für die Abbildungen: 3, 4, 6, 9, 11 und 12

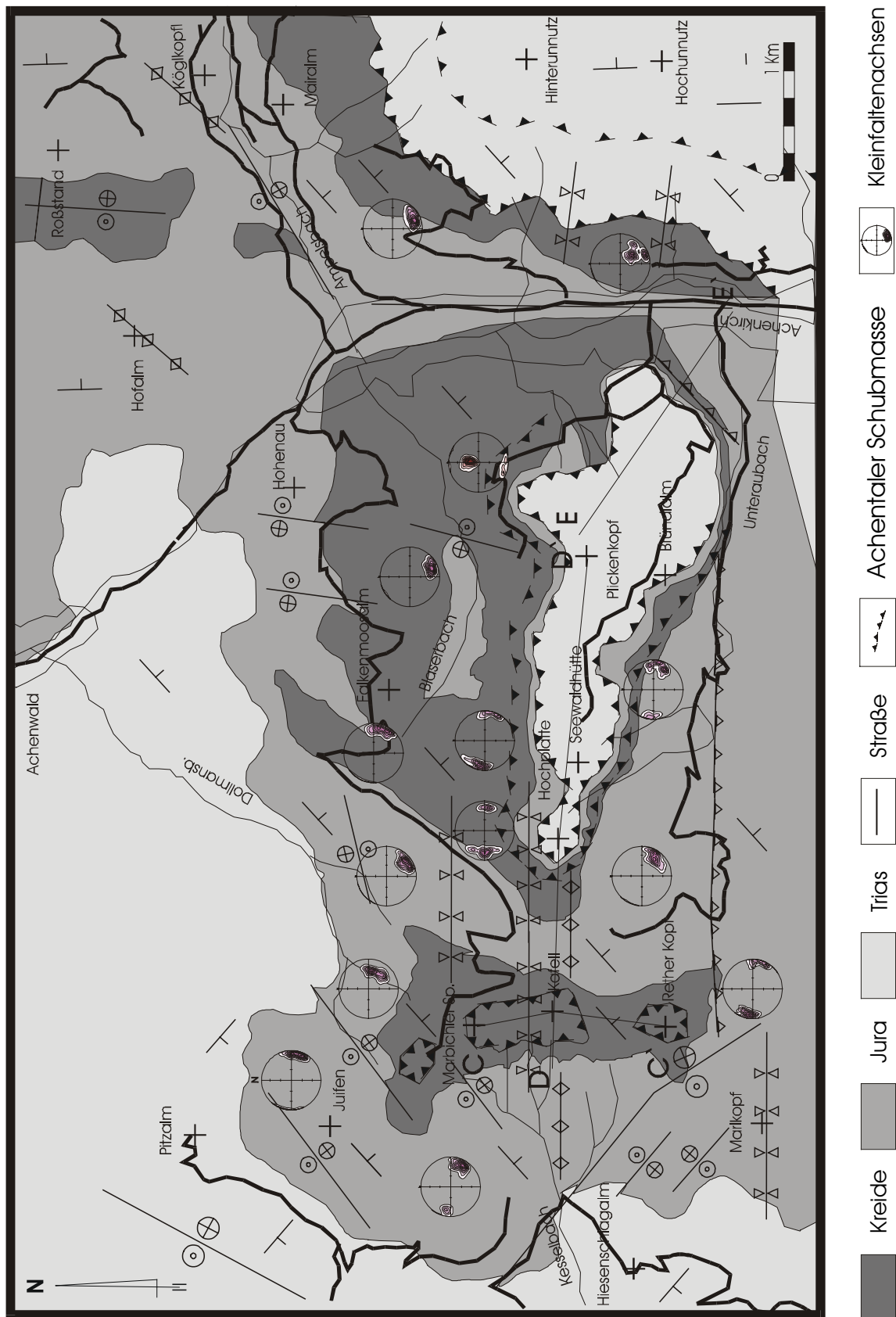


Abbildung 5. Geologische Karte des Gebietes westlich vom Unnütz (Zusammenzeichnung von Diplomkartierungen am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München, Einzelzitate siehe Kapitel 1.1)

Im Bereich des Marbichler Spitze-Kafell-Rether Kopf-Höhenzuges sind sowohl die inversen als auch die aufrechten Schichten von nahezu parallel verlaufenden Falten und Mulden im 10 m-Bereich, deren Achsen E-W streichen und flach nach E einfallen, verformt worden. Dadurch kann dieses Ereignis eindeutig nach der Überschiebung der Achantaler Schubmasse eingestuft werden.

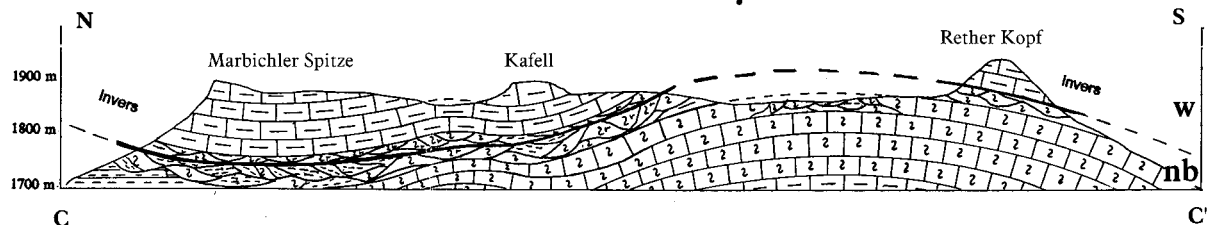


Abbildung 6. Faltung der aufrechten und inversen Schichten am Höhenzug Marbichler Spitze-Kafell-Rether Kopf (aus Roller, 1993, Legende auf Seite 10)

Im gesamten Gebiet westlich des Unnutz findet man in den aufrechten und inversen Schichten enge isoklinale NW-SE streichende Falten mit flach ($10-25^\circ$) nach SE einfallenden Faltenachsen. Nur östlich des Juifen fallen sie mit 40° nach SE ein (Benthaus, 1993). Falten dieser Art zeigen meist eine leichte NE-Vergenz, die aber lokal variieren kann. Diese haben im Vergleich zu den E-W streichenden Falten nur sehr geringe im m-Bereich liegende Wellenlängen und Amplituden. Gut aufgeschlossen sind diese Falten besonders im Unteraubachtal, SE der Jochalm, N und E des Plickenkopfes, SW der Hochplatte und im Blaserbach NE der Hochplatte, wobei die N-Vergenz der Falten im Blaserbach deutlich geringer ist als im Unteraubachtal. Der Bereich NE der Hochplatte ist besonders intensiv gefaltet.

Die im Gebiet vorhandenen Störungen streichen vorwiegend NE-SW bis NNE-SSW. Nördlich des Juifen fallen diese ausschließlich flach SE ein und zeigen eine NW gerichtete Aufschiebung. Im SE und W des Juifen fallen diese Störungen zwischen 60 und 70° nach SE ein, sind sinistral und haben einen Versatz zwischen 20 und 30 m. Untergeordnet sind auch NW-SE streichende Störungen vorhanden. An den SW einfallenden Störungen ist oft sowohl eine Aufschiebung der SW-Scholle als auch eine dextrale Bewegung festzustellen, wobei die dextrale Bewegung jünger als die Aufschiebung ist (Benthaus, 1993). Die jüngsten in diesem Gebiet vorkommenden Störungen streichen ENE-WSW bzw. ESE-WNW und versetzen oft die Falten mit E bis SE einfallenden Faltenachsen.

2.2.2. Nördlich des Unnutz

Im Gebiet östlich von Achenwald wird die Geologie dominiert von der Thiersee-Mulde, die hier mit 20-25° nach E abtaucht. Diese kann von Achenwald bis 2 km westlich des Unterinntals verfolgt werden. Im Achental endet die Thiersee-Synklinale an einer steilen NNE-SSW streichenden Störung mit sinistralen Versatz, entlang welcher der westliche Block angehoben wurde, da westlich von Achenwald die Fortsetzung der Jura/Kreide-Füllung der Mulde fehlt. Der vertikale Versatz wird von Neumaier (1995) zwischen 150-200 m und von Nagel (1975) mit 100m angegeben. Im E endet sie an der Wachtelstörung.

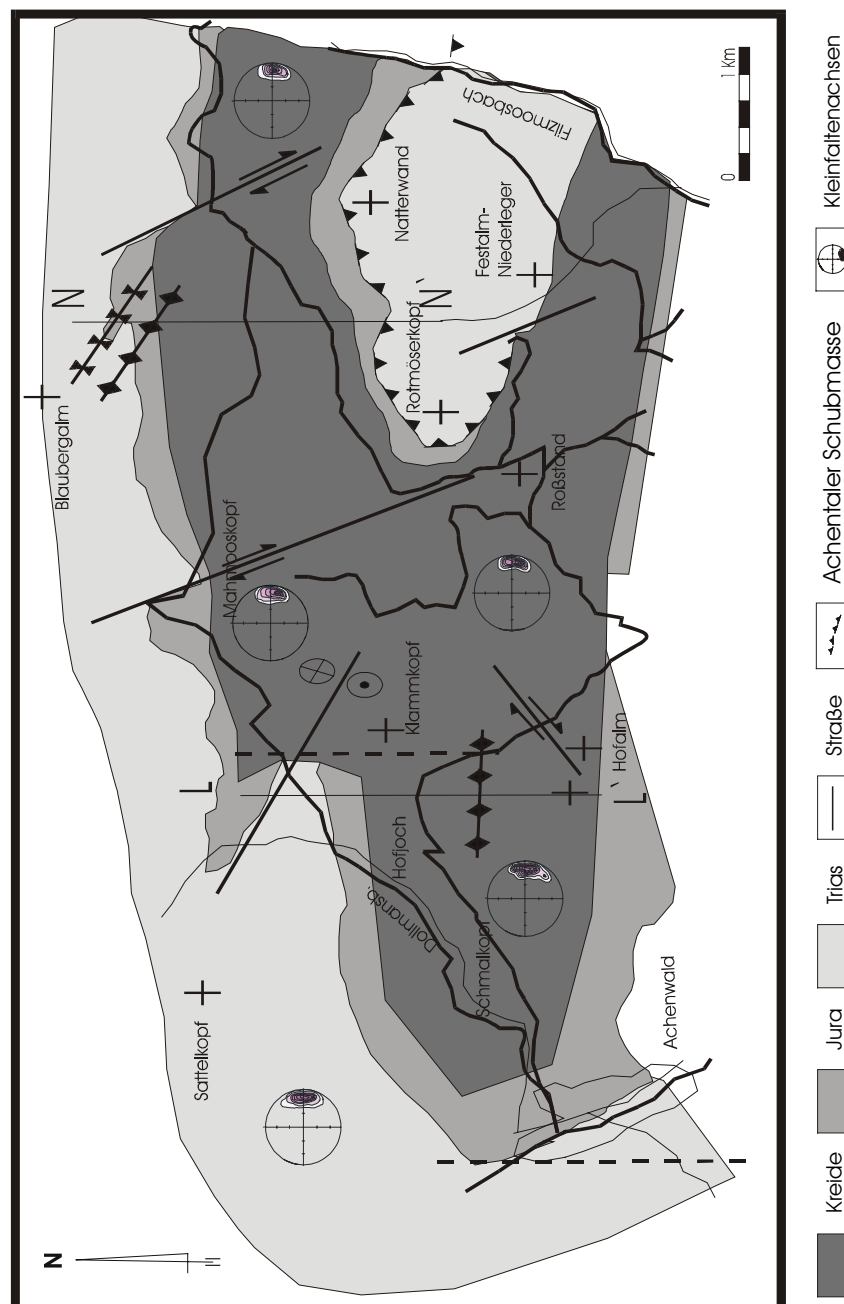


Abbildung 7. Geologische Karte des Gebietes nördlich vom Unnutz (Zusammenzeichnung von Diplommkartierungen am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München, Einzelzitate siehe Kapitel 1.1)

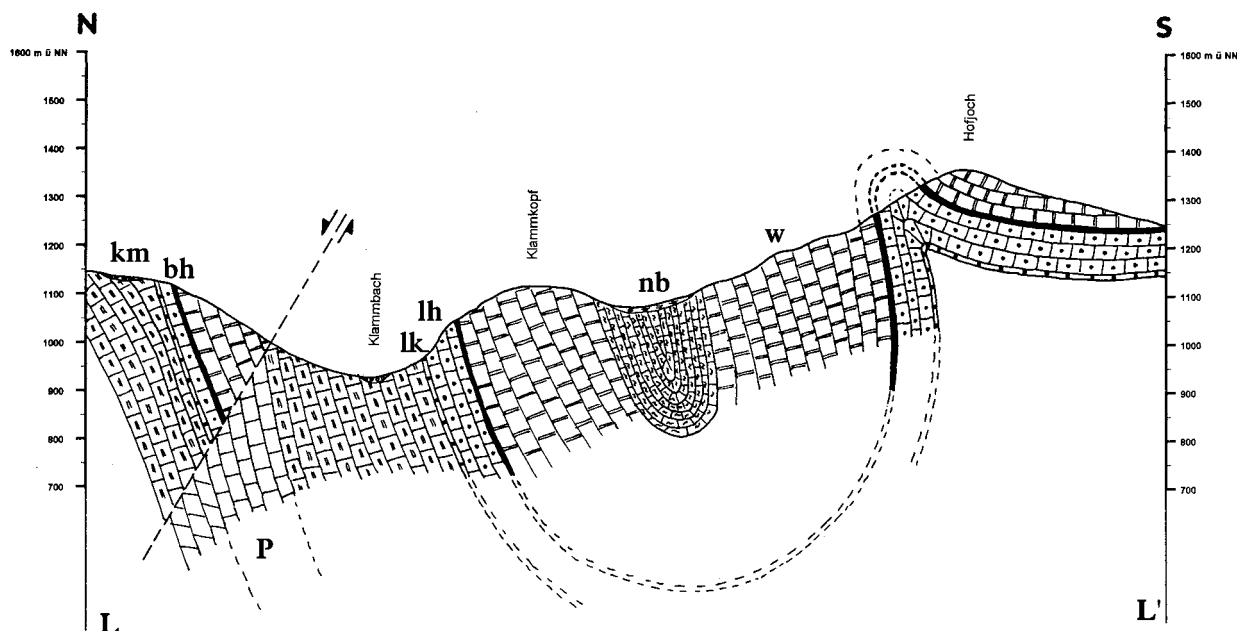
Die Schichten streichen in diesem Gebiet vorwiegend E-W. Nur südlich des Hofjochgipfels und nördlich des Köglkopfs streichen sie N-S und fallen mit 30 – 60° nach E ein. Venczel (1994) interpretiert diesen Bereich zwischen Schmalkopf und Hochalm als einen Sattel mit N-S Achse, der flach nach S abtaucht. An der nördlichen Flanke des Unnutz-Gipfels fehlen die Raibler Schichten die im NW noch aufgeschlossen waren. Die invers liegenden Schichten der Achantaler-Schubmasse, die im Osten des Gebietes den Neokom-Mergel im Kern der Thiersee-Mulde überlagern, streichen NE-SW und fallen flach nach SE ein.

Im Gegensatz zu dem ersten Gebiet, wo die Kleinfaltenachsen vorwiegend NW-SE streichen, treten hier meistens E-W streichende Falten auf, deren Faltenachsen flach nach E einfallen. Nur selten treten auch Falten mit NW-SE (Abbildung 8) streichende Faltenachsen auf, die östlich des Rotmöserskopfes nach NW einfallen und im NW des Unnutz nach SE abtauchen. Im Gebiet nördlich und nordöstlich des Unnutz-Gipfels ändert sich das Streichen der Faltenachsen nach NE-SW, die meist wie östlich des Köglkopf beim Ampelsbach nach NE abtauchen.



Abbildung 8. Falten mit NW-SE streichender Faltenachse im Ampelsbach

Die Mehrheit der Störungen in diesem Gebiet streichen NW-SE und fallen wie im Bereich des Rotmöserkopfs steil nach SW ein (Einsiedl, 1995). Auch NE-SW streichende mit steilem NW Einfallen, wie nördlich der Hofalm, sind vorhanden. Nördlich des Klammbachs wurde an einer NW-SE verlaufenden Störung der nordöstliche Teil um etwa 450 m abgeschoben (Abbildung 9).



**Abbildung 9. Abschiebung am nördlichen Schenkel der Thiersee-Mulde
(aus Neumaier, 1995, Legende auf Seite 10)**

Die Störung mit dem größten Versatzbetrag nördlich des Unnutz streicht NW-SE und versetzt den Crinoidenspatkalk östlich des Rotmöserkopfs um ca. 80m. Die jüngsten Störungen streichen ENE-WSW und ESE-WNW und sind vor allem parallel zum Ampelsbach und an der NW-Flanke des Unnutz-Gipfels, wo sie von den Aptychenschichten bis in den Hauptdolomit ziehen und damit jünger als die Überschiebung sind, gut aufgeschlossen.

2.2.3. Thiersee-Mulde

Zwischen Natterwand und Guffert-Hütte fällt die Thiersee-Mulde nur noch mit durchschnittlich 8° nach Osten ein (Fohrmann, 1996). Alle Gesteinsschichten streichen ausschließlich E-W, ändern jedoch die Streichrichtung geringfügig in der Umgebung von Störungen (El Mohalhil, 1997). Am Schneidjochgipfel ist der Einfallswinkel der Gesteine im Liegenden der Überschiebung abhängig von ihrer Position innerhalb der Schubmasse.

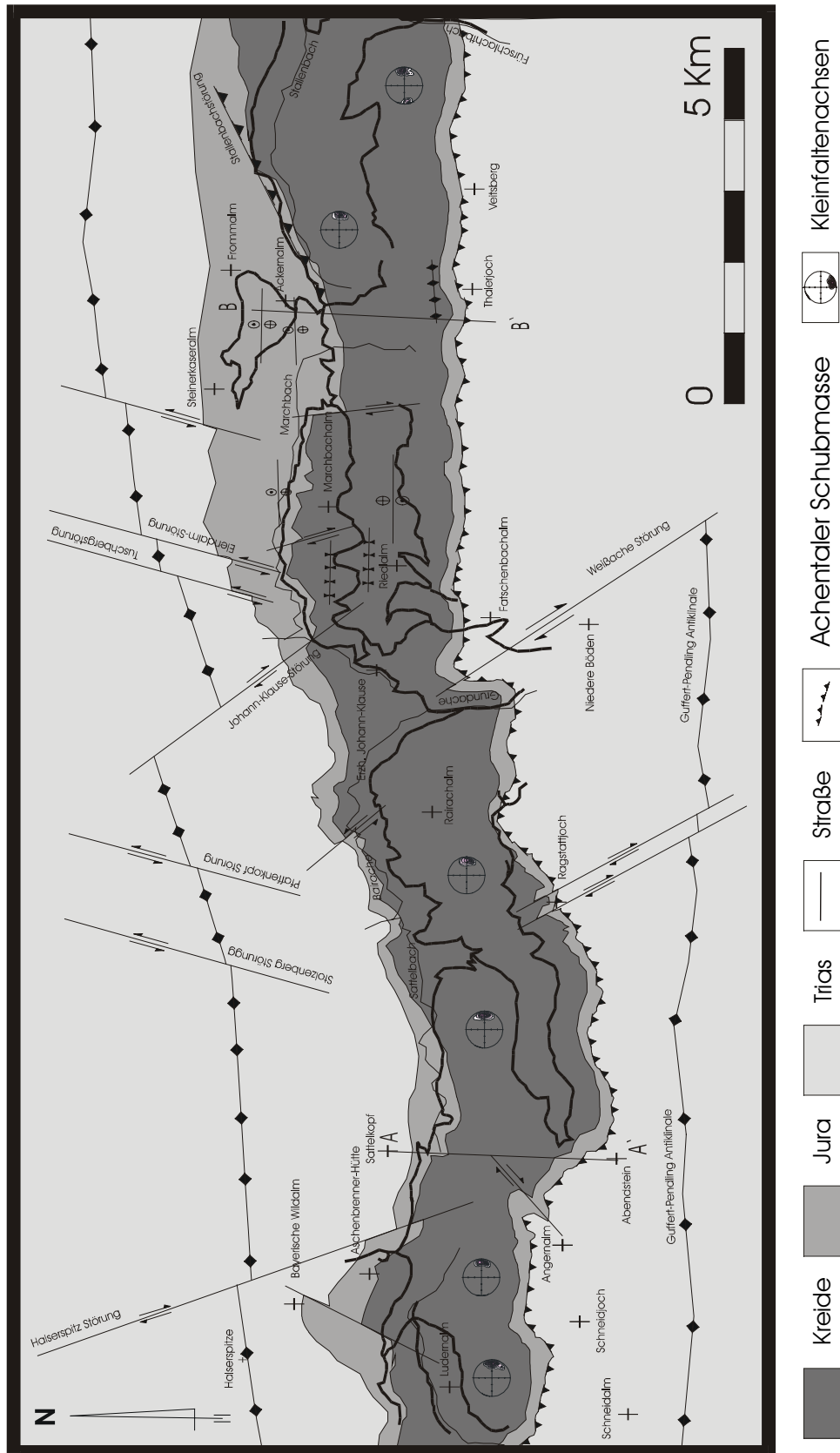


Abbildung 10. Geologische Karte der Thiersee-Mulde zwischen dem Filzmoosbach und Landl (Zusammenzeichnung von Diplommkartierungen am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München, Einzelzitate siehe Kapitel 1.1)

Teilweise bilden sich besonders in der Nähe von Störungen zwei Überschiebungsflächen aus (Abbildung 11). Gut aufgeschlossen ist dieses bei der Angeralm.

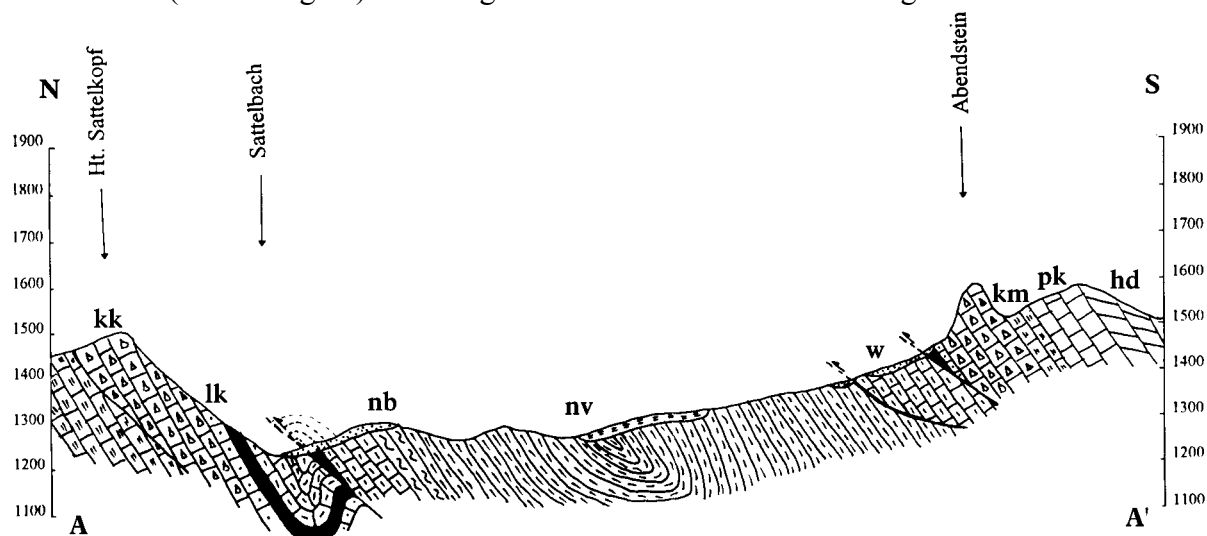


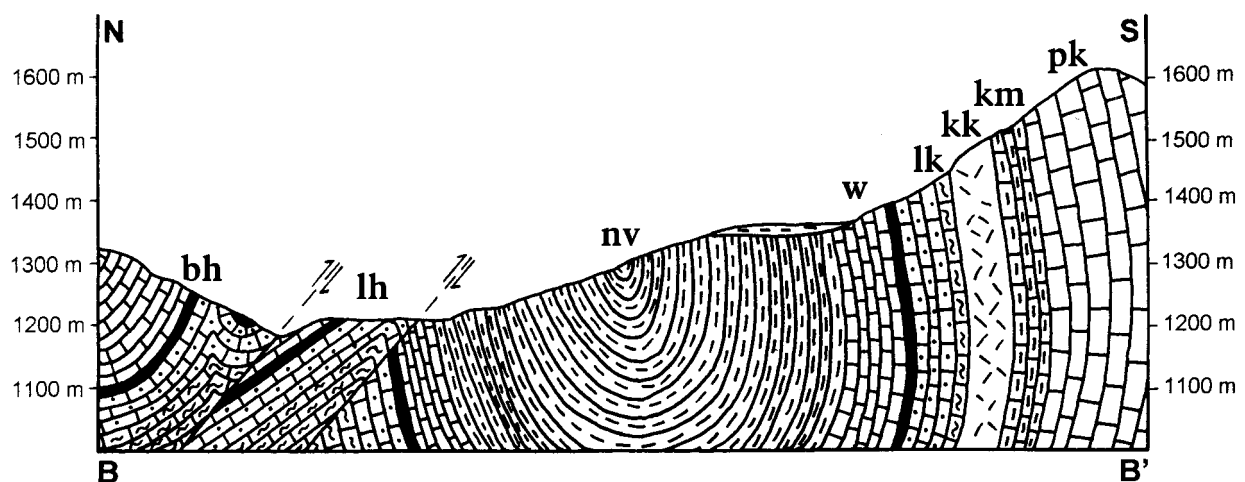
Abbildung 11. Ausbildung von zwei Überschiebungsflächen östlich der Angeralm (aus El Mohalhil, 1997, Legende auf Seite 10)

Bei der Angeralm unterteilt die dextrale Störung den Südflügel in einen E- und W-Teil. Im Ostteil gibt es zwei Überschiebungen mit einem Überschiebungsbetrag von ca. 300 m, im Westteil nur eine, wobei diese eine größere Überschiebungsweite hat. Östlich der Erzherzog-Johann-Klause nimmt die Aufschiebung des südlichen Schenkels generell von W nach E zu und ist im Bereich der Ackernalm mit mindestens 120 m am größten (Petri, 1998). Die Hauptüberschiebungsfläche liegt meist im Neokommargel, nur selten verlagert sie sich in die Juragesteine. Die auftretenden Mächtigkeitsunterschiede in diesem Bereich dürften bei den Kössener Schichten und beim Plattenkalk eher tektonisch und bei den Juragesteinen eher faziell bedingt sein (Scheucher, 1997).

Wie auch im Gebiet nördlich des Unnutz streichen sowohl die häufig auftretenden Kleinfaltenachsen als auch die Achsen der Falten mit großer Wellenlänge vorwiegend E-W. Eine intensive Kleinfaltung bildet sich bevorzugt in den jurassischen Gesteinsserien. Die Faltenachsen fallen westlich der Erzherzog-Johann-Klause (EJK) nach Osten ein und sind besonders gut bei der Gufferthütte aufgeschlossen. Östlich davon fallen sie nach Westen ein. Wegen der zunehmenden Einengung östlich der EJK treten vermehrt Verfaltungen und Überschiebungen auf und der massige Oberrätkalk westlich der Ackernalm wird zu einer engen Antiklinale gefaltet und anschließend entlang einer steilen Aufschiebung nach N durchgesichert und verdoppelt (Petri, 1998). Zunehmend wird auch der Nordflügel kleinräumig gefaltet und die Austrichbreite des Biancone dadurch erheblich vergrößert (Edenharter, 1998). Im Bereich der Ackernalm ist die Faltung am deutlichsten aufgeschlossen. Die Ackernalmfalten enden im E an der WSW-ENE streichenden Stallenbachstörung, die sich nach SW in den Kreideformationen fortsetzt, ohne direkt nachweisbar zu sein (Auer, 2001). In viel geringerer Anzahl als die E-W streichenden Falten sind im ganzen Gebiet sowohl in den inversen als auch in den aufrechten Schichten NW-SE streichende Kleinfalten zu finden, mit meist flach nach SE einfallenden Faltenachsen.

Die häufig auftretenden NW-SE und NE-SW streichenden Störungen haben teils flacheres (60°), teils fast saigeres Einfallen in beide Richtungen. Die meisten Blattverschiebungen sind auf die Hauptdolomitformation beschränkt und setzen sich nicht in den jüngeren Formationen fort (Auer, 2001). Die Versatzbeträge variieren im Bereich der Thiersee-Mulde zwischen 250 m (Johannklause-Störung) und 20 m (Girgalalm-Störung östlich der Frommalm). Nördlich davon werden in der Auerberg-Antiklinale Versatzbeträge gemessen, die zwischen 1 km (Tuschberg-Störung) und 500 m (Elendalm-Störung, Johannklause-Störung) liegen. Diese Unterschiede werden durch eine Verkleinerung des Versatzbetrages von N nach S erklärt. Dass viele der Störungen auch beachtliche vertikale Komponenten haben, wird besonders an der Saumoosalm-Störung östlich der Marchbachalm deutlich. Während die Mulde östlich davon lediglich 250 m breit ist, weitet sie sich im Westen bis auf fast 500 m aus. Andererseits legen die unterschiedlichen faziellen Ausbildungen des Lias und Doggers westlich und östlich dieser Störung eine synsedimentäre tektonische Aktivität entlang dieser Linie nahe, und zwar ein relatives Abgleiten des östlichen Blockes in tiefere Wasserregionen (Petri, 1998).

Neben den Blattverschiebungen treten besonders im Bereich der Ackernalm auf N einfallenden Störungen Rücküberschiebungen auf (Abbildung 12).



**Abbildung 12. Rücküberschiebungen im Bereich der Ackernalm
(aus Edenharter, 1998, Legende auf Seite 10).**

2.3. Paläostressanalysen

2.3.1. Einführung

Das Ziel der Paläostressanalysen ist die Ermittlung der Orientierung der Paläospannungsachsen $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, die zur Bildung der Harnischflächen und der sich darauf befindenden Striemungen geführt haben. Die absolute Größe der Hauptspannungsachsen lässt sich dabei nicht bestimmen. Nur Aussagen über die Orientierung des Spannungsellipsoids sowie dessen Form, ausgedrückt durch das Verhältnis der Hauptspannungsachsen zueinander, können hiermit gemacht werden. Im Unterschied zur Verformungsanalyse werden keine geometrischen Vergleiche zu undeformierten Verformungsmarkern vorgenommen, sondern es wird versucht, aus einer Vielzahl von Störungsflächendaten einen oder mehrere Paläospannungstensoren als Ergebnis herauszufiltern. Die zeitliche Einordnung dieser Paläospannungstensoren erfolgt mit Hilfe von relativen zeitlichen Abläufen aus Beobachtungen bei der Geländeaufnahme und sich überlagernder Harnischflächen.

Die Paläostressanalysen beruhen auf der Tatsache, dass jede Harnischfläche, auf der eine Lineation (Faserkristallite, Striemungen oder Nadelharnische) zu erkennen ist und deren Bewegungssinn bekannt ist, auf die Einwirkung eines bestimmten Spannungsfeldes zurückgeführt werden kann, das in einer vom Material und dessen Anisotropie abhängigen Orientierung zur betrachteten Harnischfläche steht. Zwischen diesem Spannungsfeld, das durch die beiden Hauptspannungsachsen [P (Pression) = σ_1 und T (Tension) = σ_3] charakterisiert wird, und der Harnischfläche besteht ein geometrischer Zusammenhang (siehe Abbildung 13), der für die Bestimmung der Paläospannungsachsen eines Datensatzes genutzt werden kann.

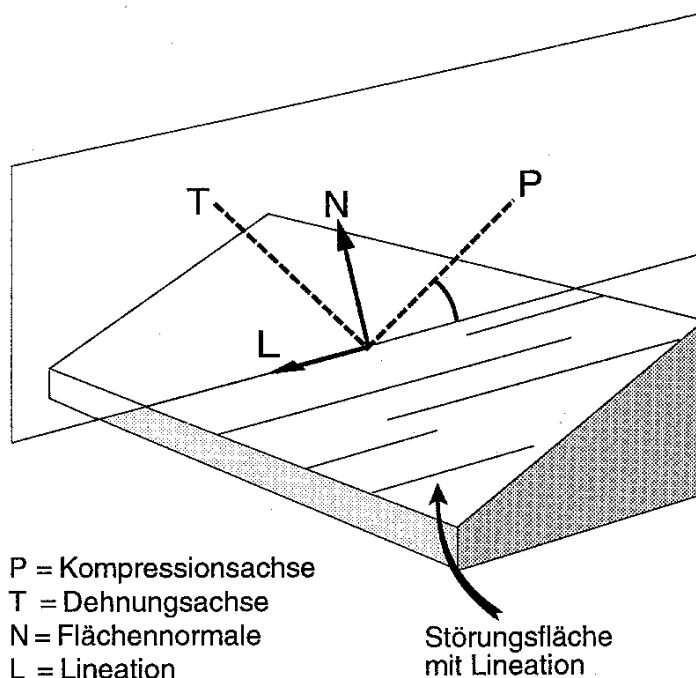


Abbildung 13. Theoretische Kompressions- und Dehnungsachsen einer Störungsfläche mit Linear (aus Meschede, 1994)

Da es bei großen Störungssystemen häufig zu lokalen Abweichungen im Spannungsfeld kommt, was zu Fehlern bei der Berechnung von Paläotensoren führen kann, muss eine große Anzahl von Daten eingemessen werden, um das generelle Spannungsfeld zu bestimmen.

2.3.2. Datenaufnahme

Zur Bestimmung der Paläospannungsfelder in den untersuchten Gebieten wurden entlang der nördlichen und westlichen Grenze der Achantaler Schubmasse zwischen Hochplatte (westlich von Achenkirch) und Landl (westlich von Kufstein) in 93 Aufschlüssen 1.722 Datensätze aufgenommen. Diese bestehen aus:

1. Streich- und Fallwerten von Harnischflächen und den dazugehörigen Lineationen
2. Der relativen Bewegung der Hangendscholle. Diese wurde anhand der Anwachsstelle von Kristallfasern, Riedelscherflächen oder anderen Indikatoren bestimmt.
3. Der Qualität der Bewegungsangabe
4. Dem Versatzbetrag
5. Größe und Art der Harnischflächen (Faserharnisch, Spiegelharnisch)
6. Dem relativen Alter der Harnischflächen. Dieses wurde durch das richtungsabhängige Wachstum der Faserkristallite bei verschiedenen Verformungsereignissen, sich überlagernden Harnischflächen und aus dem relativen Alter der Störungsflächen, auf der sie eingemessen wurden, bestimmt.

Um eine aussagekräftige Störungsflächenanalyse vornehmen zu können, müssen je nach Aufschlussbedingungen mindestens 20 Harnischflächen mit den dazugehörigen Lineationen aufgezeichnet werden. Die Aufnahme der Datensätze erfolgte mit dem elektronischen Gefügekompas Tectronic 4000, der Fa. Breithaupt. Die Gefügedaten von Flächen und Linearen sind damit in einem Messvorgang elektronisch erfassbar, können anschließend unter Angabe der Aufschlussnummer abgespeichert und über eine serielle Schnittstelle auf einen Rechner übertragen werden. Damit einzelne Störungsflächen nicht überbewertet werden, muss die Anzahl der Datensätze einer Gruppe von Störungsflächen die Häufigkeit dieser im Gelände widerspiegeln.

2.3.3. Analyseverfahren

Die im Gelände eingemessenen Daten können mit verschiedenen Verfahren weiterverarbeitet werden. Für die meisten Analyseverfahren wird die Benutzung von Computerprogrammen empfohlen, da mit großen Datenmengen und sich ständig wiederholenden Rechenoperationen gearbeitet wird. Die meisten der in den beiden Gebieten aufgenommenen Datensätze stammen von mehreren Deformations-Ereignissen. Deshalb wurden diese heterogenen Datensätze mit Hilfe der grafischen Darstellung der P-T-Achsen und der Geländebeobachtungen in homogene Datensätze separiert. Danach wurde mit Hilfe der Unterscheidungsmatrix von Angelier (1991) (Abbildung 15) eine Paläostress-Stratigraphie der einzelnen Harnischflächen vorgenommen. Dabei wurde das aus Geländebeobachtungen festgestellte relative Alter der Harnischflächen aufgenommen, und die Anzahl der Beobachtungen wurde in die Unterscheidungsmatrix eingetragen.

		Älter				
		E1	E2	E3	E4	E5
Jünger	E1			1		
	E2	1			1	
	E3	3	2			
	E4	4	1	1		1?
	E5	2	3	1	3	

Abbildung 15. Unterscheidungsmatrix

Mit E₁, E₂, usw. werden hier die einzelnen Ereignisse bezeichnet. Die eingetragenen Zahlen geben die Anzahl der Beobachtungen wieder, die das relative Alter der Harnischflächen bestätigen. In dem linken unteren Teil werden die übereinstimmenden Beobachtungen eingetragen und in den oberen rechten Teil die sich widersprechenden. Zum Beispiel ist für E₂ in zwei Beobachtungen festgestellt worden, dass E₂ älter ist als E₃ und in einer weiteren, dass E₂ älter ist als E₄ usw. Nach der Auswertung dieser Matrix ergibt sich, dass E₁ älter ist als E₂, E₂ älter als E₃, und E₅ das jüngste aller in die Matrix eingetragenen Ereignisse ist.

Für die Analyse der gesammelten Daten wurde die „Programm-bibliothek zur quantitativen Strukturanalyse“ des Geologischen Instituts der Universität Tübingen (Ratschbacher et al., 1994) verwendet. Alle homogenen Datensätze wurden anschließend mit Hilfe des Programmes „Check“ bearbeitet. Dieses prüft, ob Lineationsdaten in der zugehörigen Gleitebene liegen und korrigiert kleinere Abweichungen, die durch Messfehler entstehen können.

Die Darstellung der Harnischflächen, mit den dazugehörigen Lineationen als Großkreise im Schmidt'schen Netz, wurde mit Hilfe des Programmes „F-S“ durchgeführt. Die Bewegungsrichtungen der Hangendscholle sind hier durch Pfeile auf dem Großkreis dargestellt. Zur Berechnung der Hauptspannungsachsen wurde die P-T-Methode (Turner, 1953) verwendet. Zu jedem Datensatz wurde eine theoretische Kompressions- (P) und eine Dehnungsachse (T) berechnet. Für den dazu benötigten Winkel zwischen P-Achse und Harnischstriemung wurde ein hypothetischer Durchschnittswert von 30° angenommen (Abbildung 13).

2.3.4. Ergebnisse

2.3.4.1. Kinematik

Die zwischen Hochplatte (westlich von Achenkirch) und Landl eingemessenen Harnischflächen und –striemungen haben, bedingt durch die lokale Geologie, oft ein gebietsabhängiges spezifisches Streichen und Fallen. Da auch die Datenmenge regional unterschiedlich ist, wurde das untersuchte Gebiet in sechs Unterbereiche eingeteilt, die eine überschaubare Präsentation der strukturgeologischen Merkmale und der aufgenommenen Daten ermöglichen.

1. Zwischen Achenkirch und Hochplatte

Die in diesem Gebiet eingemessenen Harnischflächen können in zwei Gruppen eingeteilt werden (Abbildung 17):

- Die häufigsten Harnischflächen streichen NE-SW und fallen flach nach SE ein. Sie sind vorwiegend in den Neokom-Mergeln und in den Aptychen Schichten im Liegenden der Überschiebungsfläche nördlich und östlich des Plickenkopfes, sowie im Bereich der Hochplatte anzutreffen. Die auf ihnen vorhandenen Striemungen fallen ausschließlich flach nach SE ein.

- Im Süden des Plickenkopfes und SE der Hochplatte treten auch untergeordnet NW-SE streichende steil nach SW einfallende Harnischflächen auf. Diese haben flach nach SE einfallende Striemungen und treten immer auf Störungsflächen auf.

2. Westlich und nördlich des Unnutzzuges

Wie zwischen Achenkirch und Hochplatte sind auch in diesem Gebiet im Liegenden der Überschiebungsfläche vorwiegend NE-SW streichende und flach nach SE einfallende Harnischflächen mit flach SE einfallenden Striemungen zu finden (Abbildung 18).

Im SW und W des Unnutzgifels sind an den SW-Schenkeln der NW-SE streichenden Kleinfaltenachsen gelegentlich flach nach SW einfallende Harnischflächen mit SW einfallenden Striemungen zu sehen. Diese sind jünger als die NE-SW streichenden flach nach SE einfallenden Harnischflächen.

Die jüngsten Harnischflächen wurden an N-S streichenden steil nach W einfallenden Störungsflächen gefunden. Die an ihnen auftretenden Striemungen fallen flach nach S ein.

3. Zwischen Rotmöserkopf und Ludwig-Aschenbrenner-Hütte

Die häufigsten sind die oben beschriebenen NE-SW streichenden flach nach SE einfallenden Harnische, nahe an der Überschiebungszone mit SE einfallenden Striemungen. Die Harnischflächen dieser Art wurden vorwiegend im Bereich Rotmöserkopf in den stark deformierten Schichten im Liegenden der Achantaler Schubmasse eingemessen (Abbildung 19). Im Filzmoosbachtal und NW der Angernalm sind an NE-SW streichenden und steil nach NW einfallenden Störungen Harnischflächen mit flach nach SW einfallenden Striemungen gemessen worden. Diese sind jünger als die oben beschriebenen und nicht an die Schichten im Liegenden der Überschiebung gebunden. Untergeordnet treten westlich der Ludernalm auch N-S bis NNW-SSE streichende und steil nach W bis WSW einfallenden Harnischflächen mit flach nach SSE einfallenden Striemungen auf. Diese sind die jüngsten Harnischflächen, die in diesem Gebiet gefunden wurden.

4. Westlich der Ludwig-Aschenbrenner-Hütte bis Erzherzog-Johann-Klause

Die in diesem Gebiet auftretenden Harnischflächen sind meist an die NE-SW streichenden steil nach SE einfallenden Störungsflächen gebunden. Die darauf zu findenden Strömungen fallen teilweise flach nach SW und teilweise flach nach NE ein. In den meisten Fällen überprägen die NE einfallenden Strömungen die SW einfallenden und sind somit jünger als diese. Im Bereich des Ragstattjochs treten an den NE-SW streichenden flach nach SE einfallenden Harnischflächen im Liegenden der Überschiebungsfläche Strömungen auf, die jünger als die SE einfallenden sind. Die jüngsten Harnischflächen streichen N-S und fallen flach nach E ein. Die auf ihnen gemessenen Strömungen fallen flach nach S ein.

5. Zwischen Erzherzog-Johann-Klause und Ackernalm

Westlich der Erzherzog-Johann-Klause treten im Liegenden der Überschiebung immer weniger NE-SW streichende und flach nach SE einfallende Harnischflächen auf. Die überwiegende Mehrheit besteht aus NW-SE streichenden und flach nach SW einfallenden Harnischflächen mit SW einfallenden Strömungen. In den meisten Fällen konnten die NW-SE streichenden Harnischflächen als die jüngeren identifiziert werden (Abbildung 21). Die jüngsten Harnischflächen sind an den NE-SW streichenden und steil nach SE einfallenden Störungen zu finden.

6. Zwischen Veitsberg und Furschlachtbach

Die in diesem Gebiet auftretenden Harnischflächen im Liegenden der Überschiebung streichen oft NW-SE und fallen flach nach SW ein. Die darauf sich befindenden Strömungen fallen flach nach SW ein (Abbildung 22). Untergeordnet sind im Bereich der Ackernalm NW-SE streichende und steil nach SW einfallende Störungen mit Harnischflächen zu finden, deren Strömungen flach SE einfallen und NE-SW streichende Störungen die steil SE einfallen und deren Harnischflächen flach SW einfallende Strömungen aufweisen.



Abbildung 16. NW-SE streichende und flach nach SW einfallende Harnischflächen westlich des Larchbergs. (Blick nach unten)

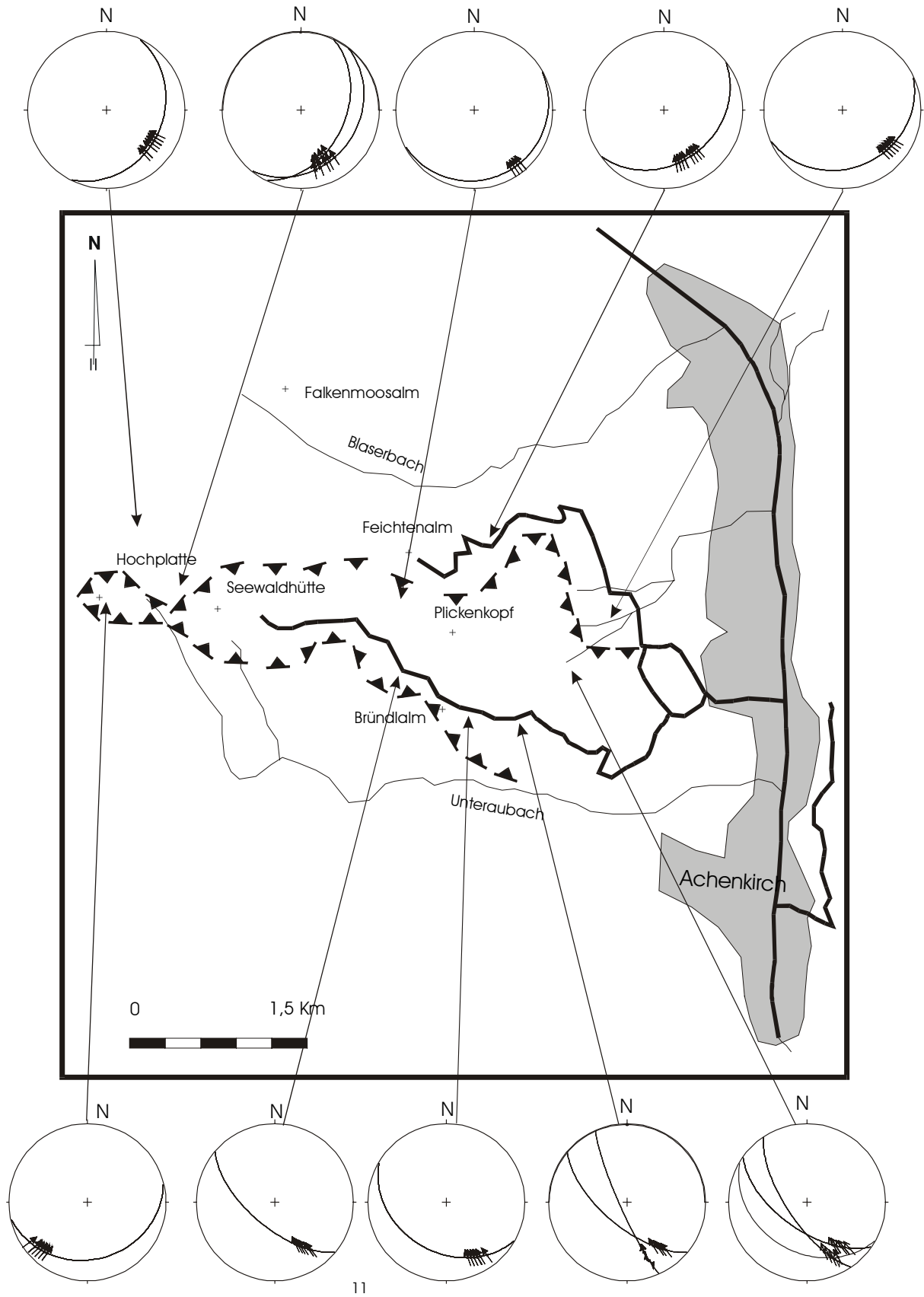


Abbildung 17. Harnischflächen und -striemungen zwischen Achenkirch und Hochplatte

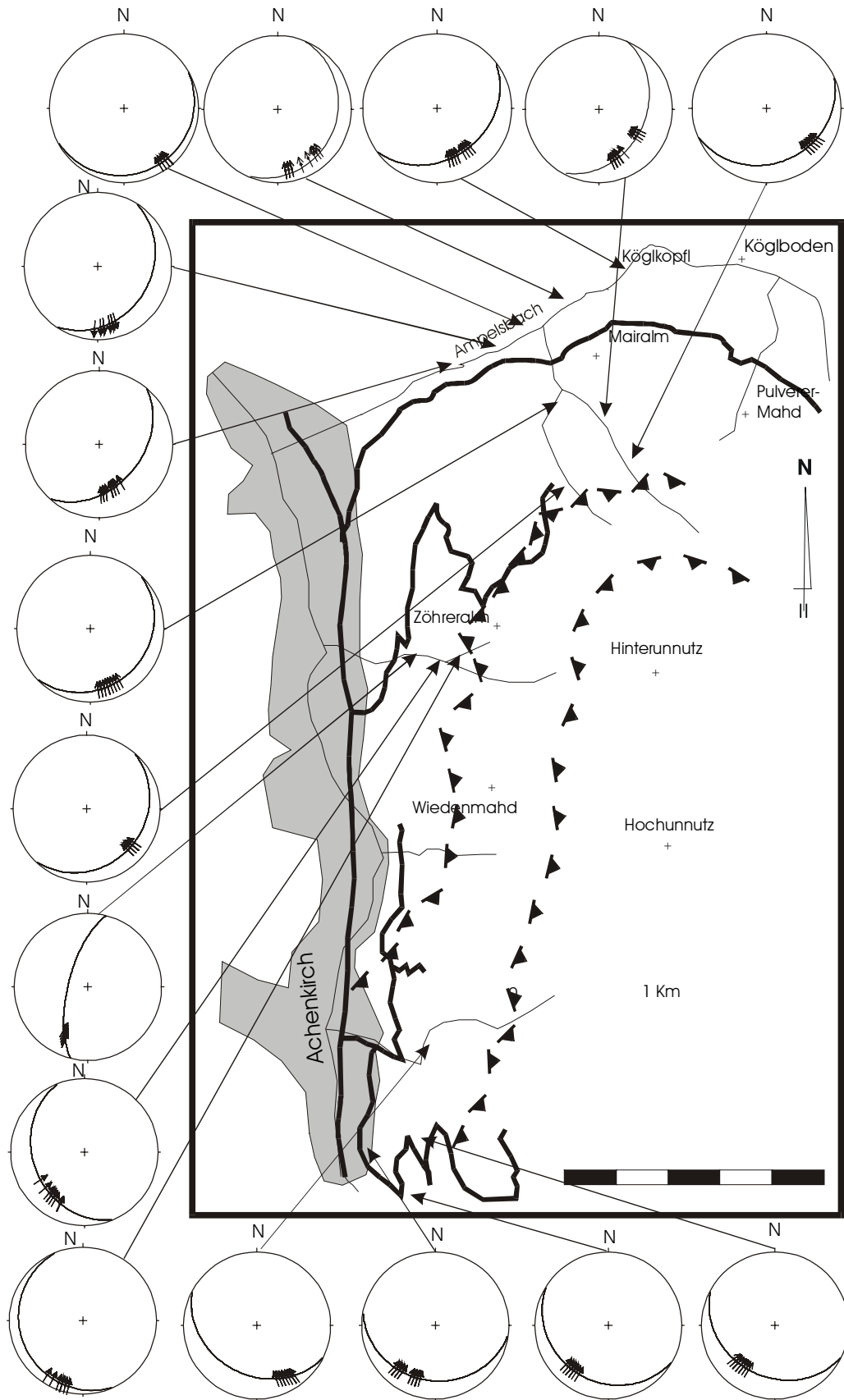


Abbildung 18. Harnischflächen und -striemungen westlich und nördlich des Unnutzuges

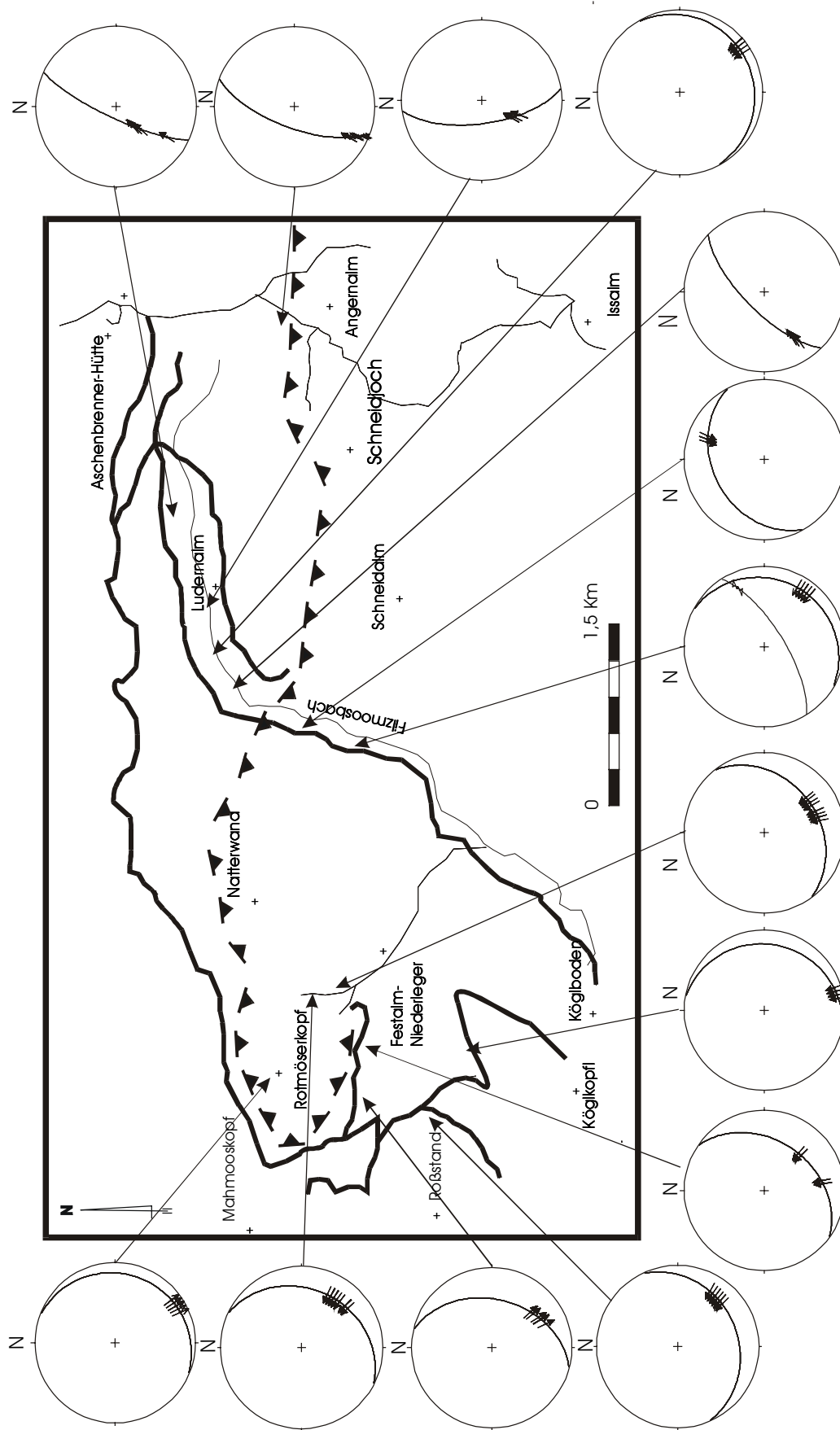


Abbildung 19. Harnischflächen und -striemungen zwischen Rotmöserkopf und Ludwig-Aschenbrenner-Hütte

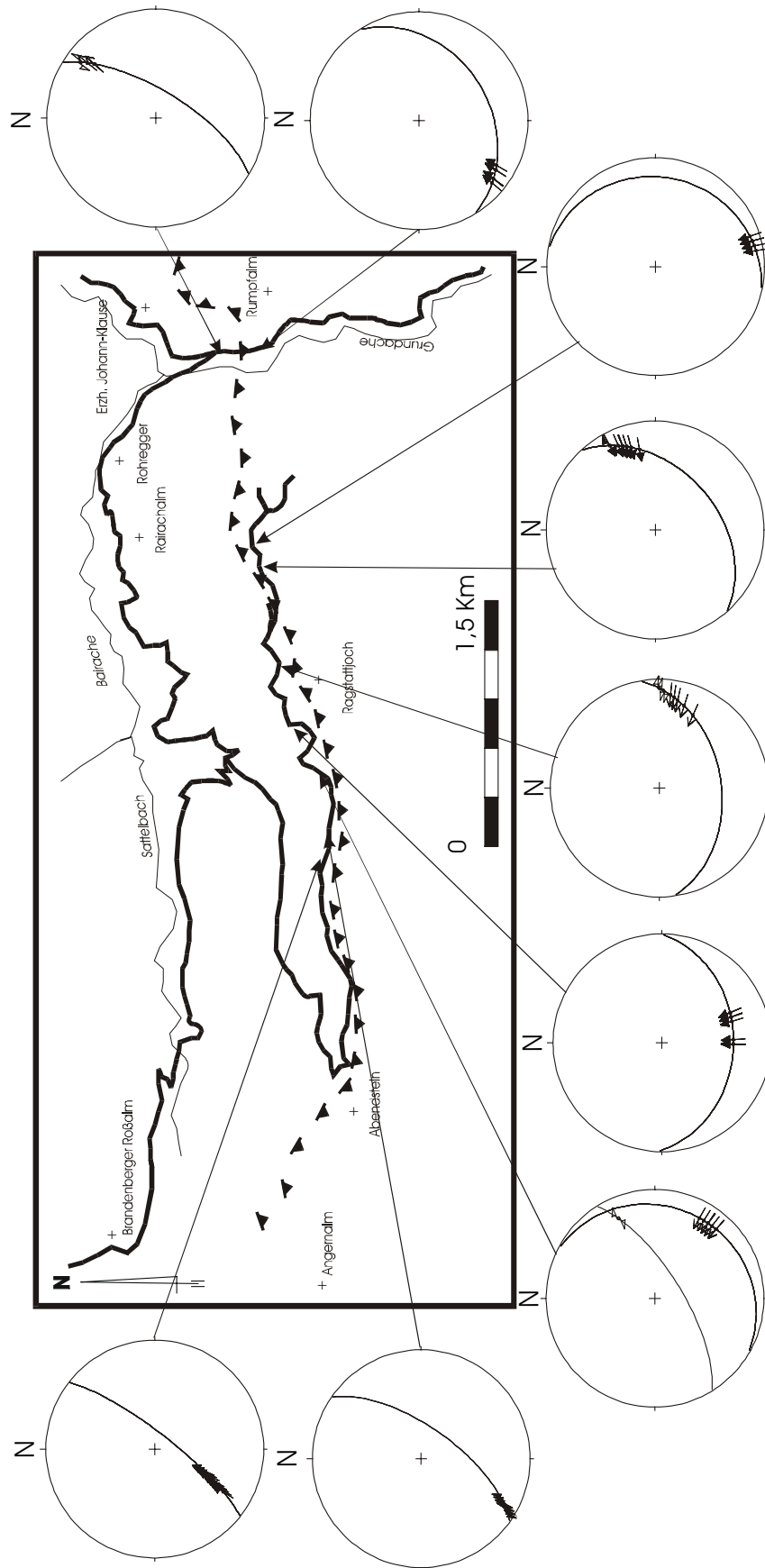


Abbildung 20. Harnischflächen und -striemungen westlich der Ludwig-Aschenbrenner-Hütte bis Erzherzog-Johann-Klause

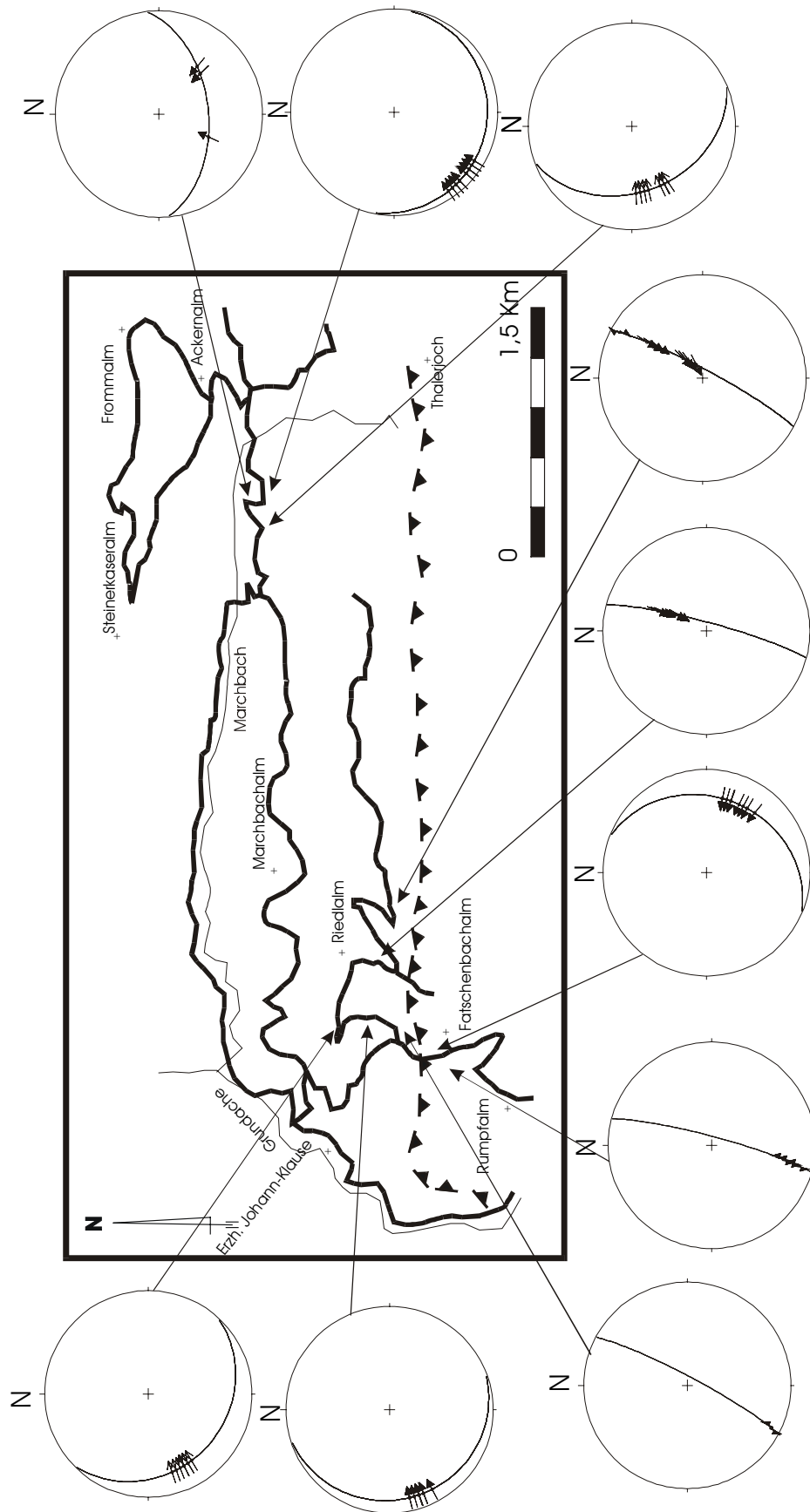


Abbildung 21. Harnischflächen und –striemungen zwischen Erzherzog-Johann-Klause und Ackernalm

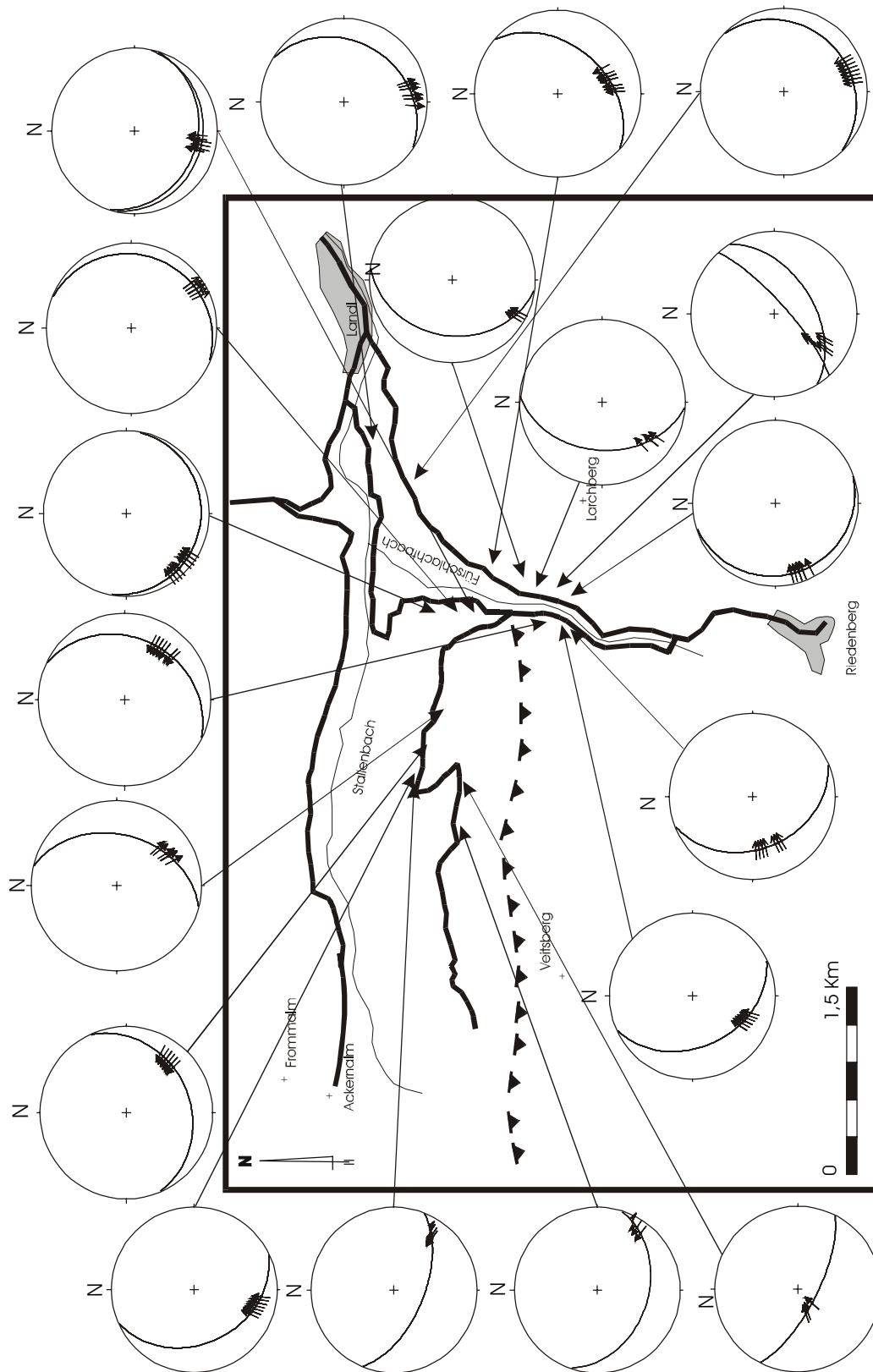


Abbildung 22. Harnischflächen und -striemungen zwischen Veitsberg und Furschlachtbach

2.3.4.2. Dynamik

Die aus den homogenen Datensätzen der oben beschriebenen Verformungsphasen mit Hilfe des Programmes Turner berechneten P-T-Achsen konnten in fünf Gruppen (Tensoren) eingeteilt werden. Beginnend mit der ältesten sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. P Subhorizontal W-E bis NW-SE und T Subvertikal,
2. P Subhorizontal N-S bis NE-SW und T Subvertikal,
3. P Subhorizontal NE-SW und T Subhorizontal NW-SE,
4. P Subvertikal und T Subhorizontal E-W,
5. P Subhorizontal E-W bis ENE-SSW und T Subhorizontal N-S bis NNW-SSE.

Der älteste Tensor (Abbildung 23) wurde aus den NE-SW streichenden und flach nach SE einfallenden Harnischflächen berechnet.

Der zweite Tensor (Abbildung 24) wurde aus den E-W streichenden und flach nach S einfallenden Harnischflächen berechnet.

Aus den Harnischflächen und Strömungen der NE-SW streichenden Störungen wurde der dritte Tensor berechnet. Da der Übergang zwischen NE Kompression und E Extension fließend ist, wurde er in Kapitel 2.3.5 zu einer Entwicklungsperiode zusammengefasst. Bei der Ermittlung der Verformungsursachen ergibt sich aber für die E gerichtete Extension ein eigener Tensor. Deswegen sind sowohl der dritte als auch der vierte Tensor der vierten in Kapitel 2.3.5 beschriebenen Verformungsphase zuzuordnen.

Die während der letzten Verformungsperiode gebildeten Datensätze wurden zur Berechnung des fünften Tensors verwendet.

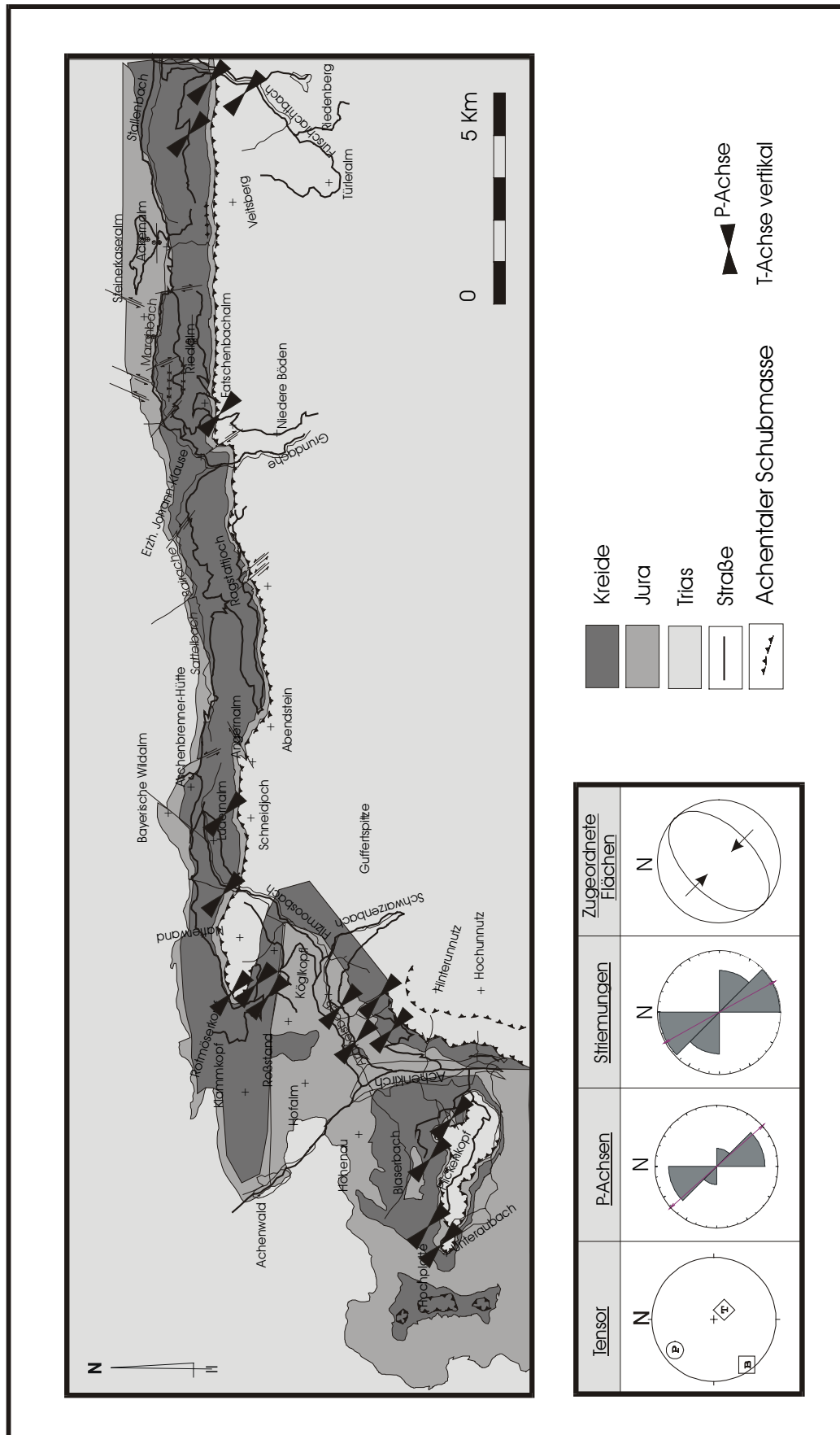


Abbildung 23. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des ersten Tensors geführt haben

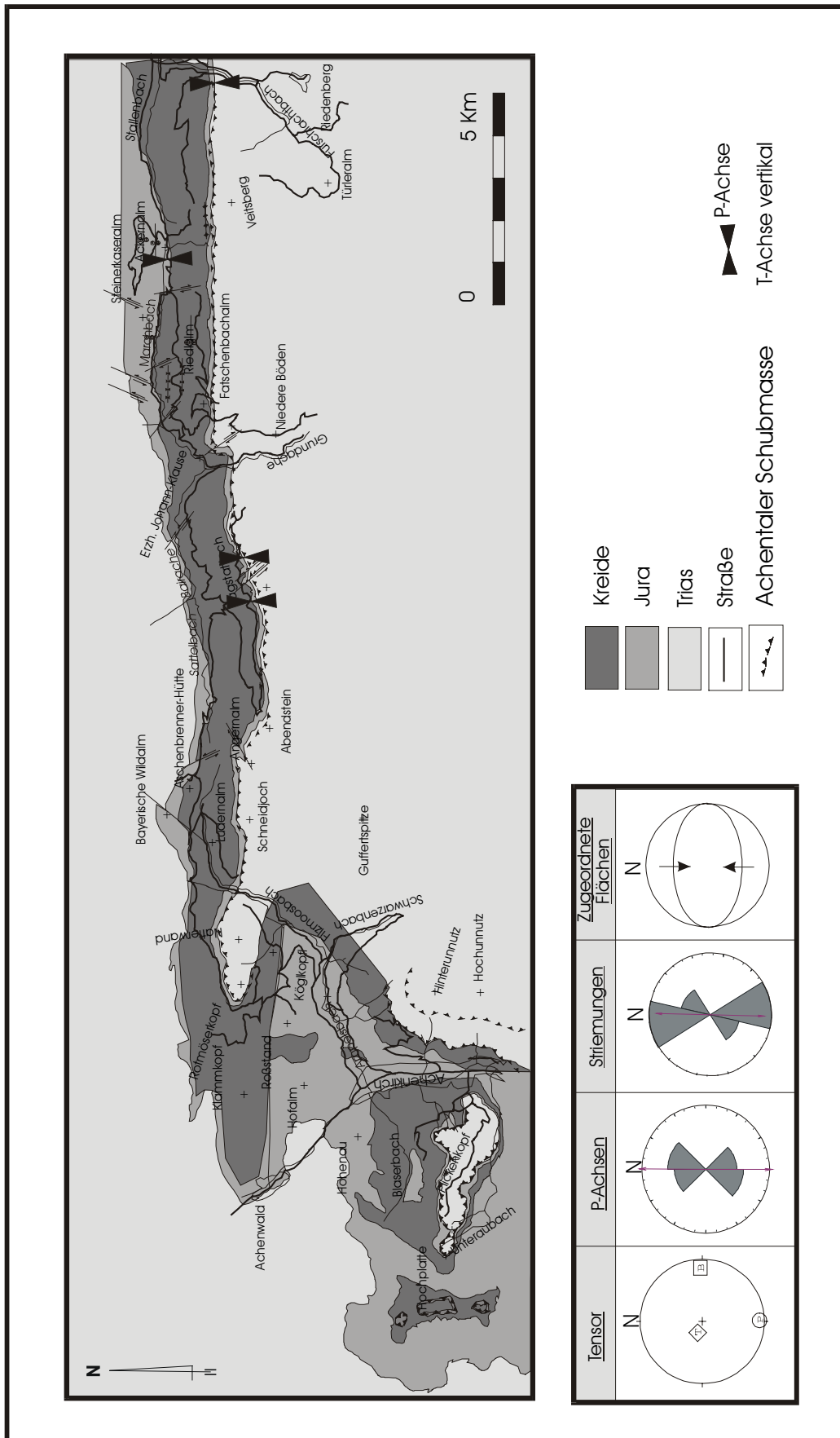


Abbildung 24. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des zweiten Tensors geführt haben

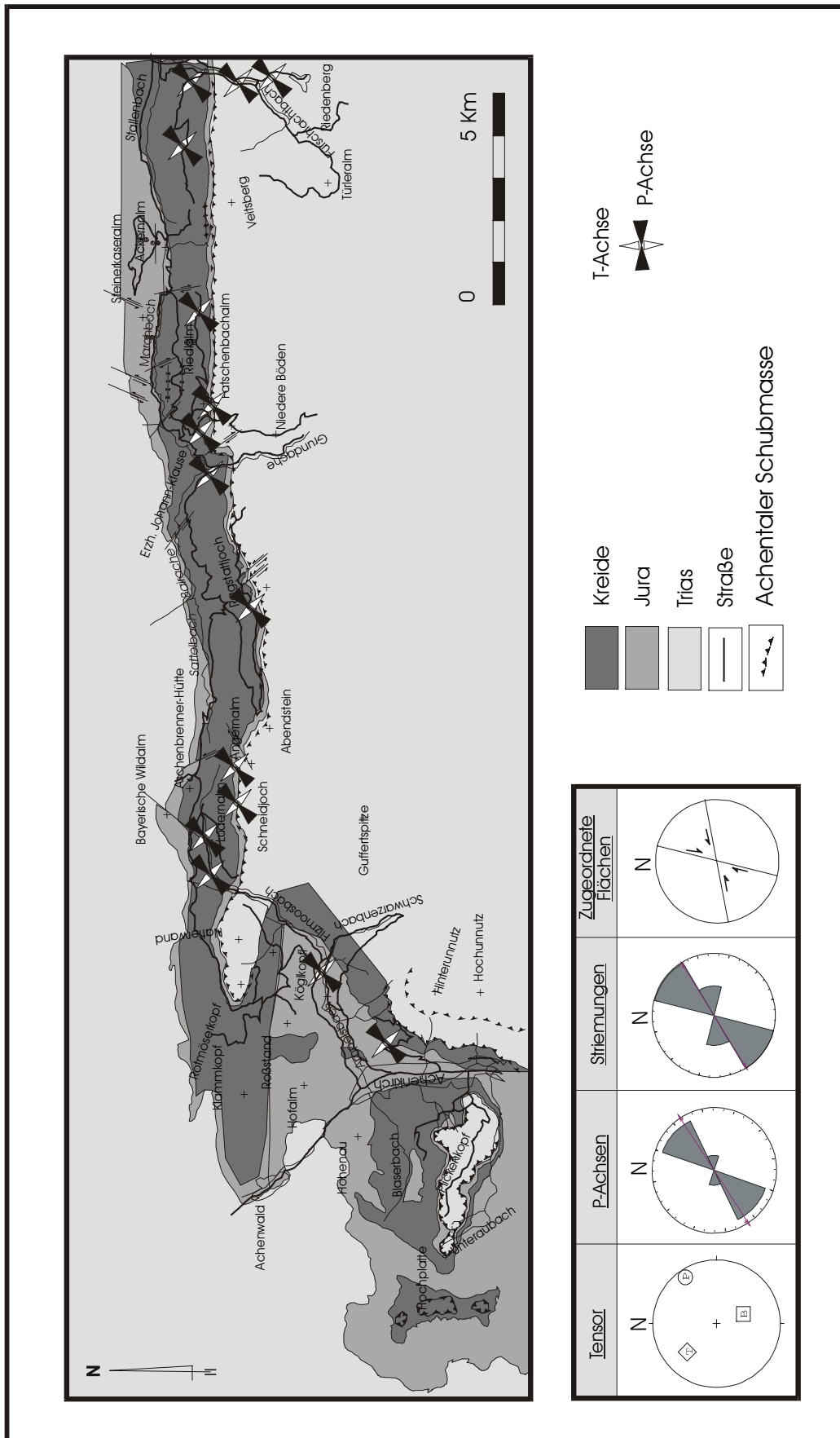


Abbildung 25. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des dritten Tensors geführt haben

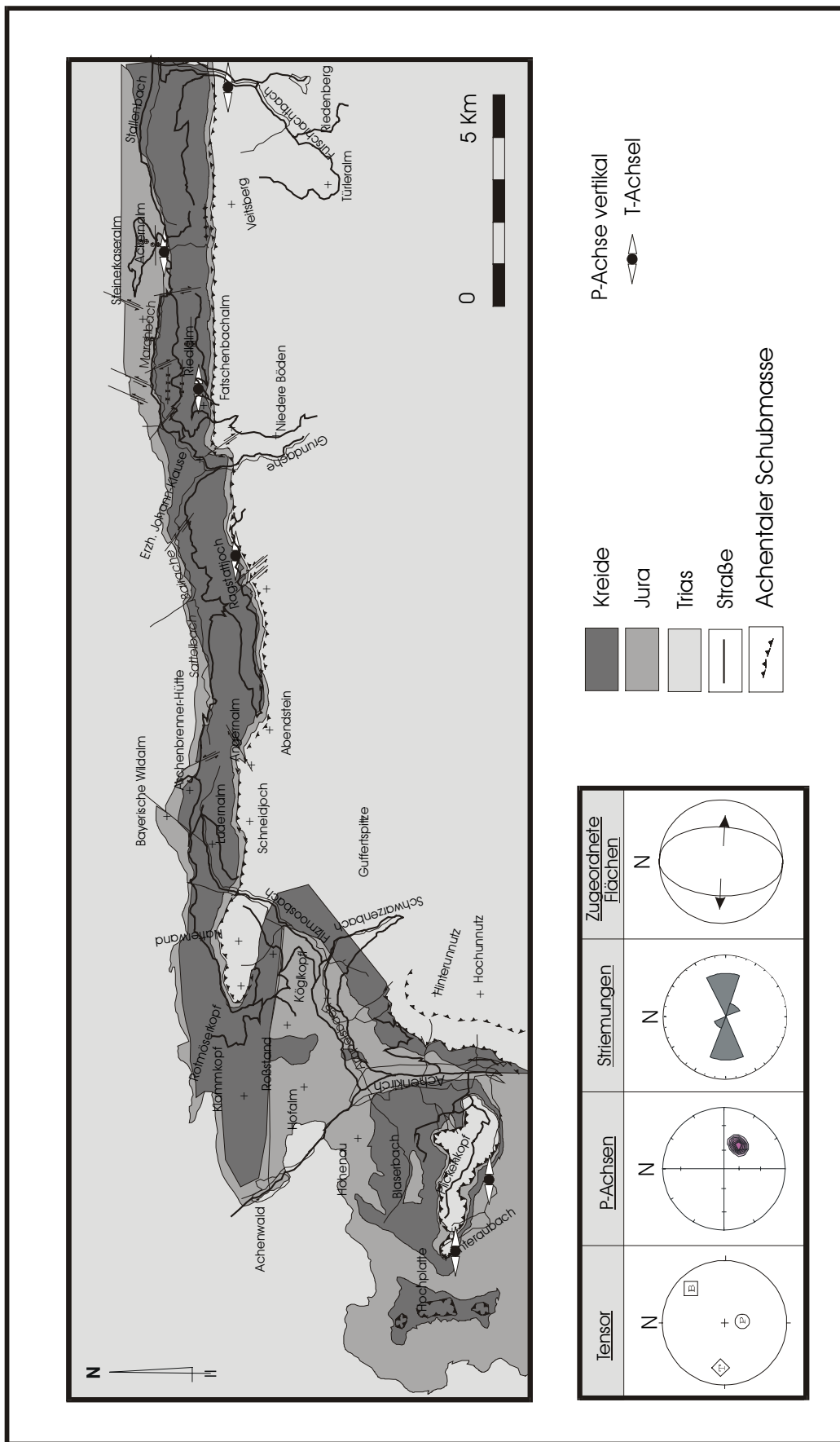


Abbildung 26. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des vierten Tensors geführt haben

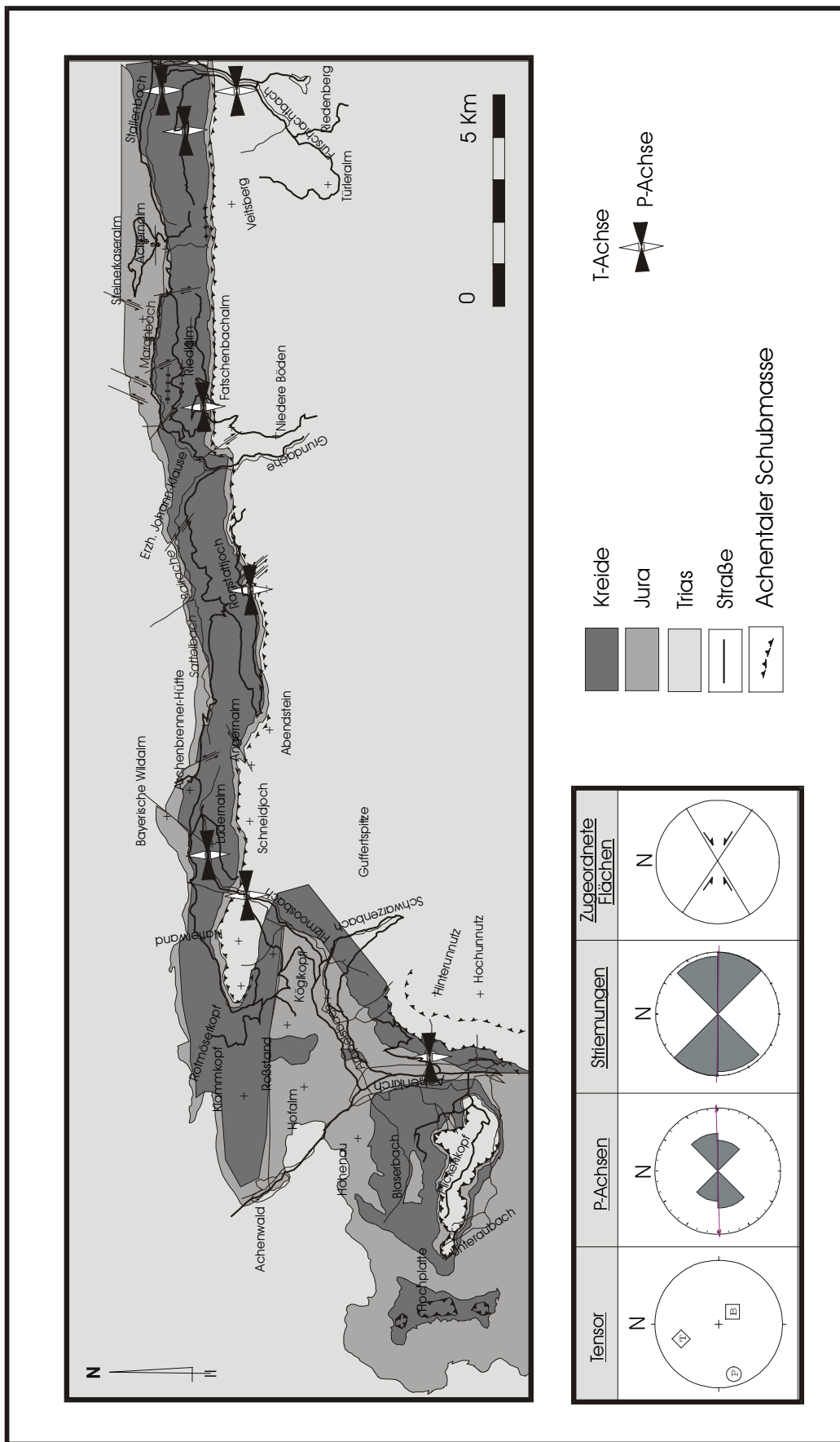


Abbildung 27. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des fünften Tensors geführt haben

2.3.5. Interpretation der Ergebnisse

Die Ergebnisse der paläostress- und strukturgeologischen Untersuchungen zwischen Juifen und Landl wurden in der Unterscheidungsmatrix (Abbildung 28) zusammengefasst und ergaben fünf Deformationsabfolgen.

		Älter				
		A1	A2	A3	A4	A5
Jünger	A1			1		
	A2	1				
	A3	3	2		1	
	A4	4	1	1		1?
	A5	2	3	1	3	

Abbildung 28. Unterscheidungsmatrix für den Bereich der Achentaler Schubmasse

Dieses sind:

1. Bildung der E-W streichenden Thiersee- und Karwendel-Mulde

Dass schon vor der Aktivierung der ASM ein E-W streichender Faltenbau in den Jura- bis Unterkreide-Einheiten der Achensee-Gegend ausgebildet war, zeigen die aufrecht lagernden Schichten im Liegenden der Überschiebungsfläche. Von der Achentaler Schubmasse wird dieser Faltenbau schräg überschoben. Am besten ist dieses an der Hochplatte zu sehen, wo eine EW Synklinalstruktur aus aufrecht lagernden Schichten von der inversen Abfolge überschoben worden ist.

2. NW gerichtete Überschiebung der Achentaler Schubmasse

Die NW gerichtete Überschiebung der Achentaler Schubmasse ist das erste Ereignis, das zur Bildung von Harnischflächen geführt hat. Im gesamten Gebiet wurden im Liegenden der Überschiebungsfläche NE-SW streichende Harnischflächen mit flach nach SE einfallenden Striemungen gefunden. Die NW gerichtete Überschiebung ist auch durch das Ändern der Streich- und Einfallswerte der Neokom Mergel an der W-Flanke des Unnutz-Gipfels, von N-S zu NE-SW Streichen mit SE Einfallen bei Annäherung an die Überschiebungsfläche, dokumentiert. Das gleiche Phänomen ist auch am Plickenkopf und im Gebiet zwischen Rotmöserskopf und Natterwand zu sehen. Die Bildung der NNE-SSW streichenden und nach ESE einfallenden Überschiebung im SE des Plickenkopfes (siehe Kapitel 2.2.1) deutet auf eine länger andauernde NW Kompression, die sich auch noch nach der Überschiebung der ASM fortsetzte. Lediglich östlich der Erzherzog-Johann-Klause konnte anhand von Harnischflächen eine syn- bis postkinematische Ausweichbewegung der Achentaler Schubmasse nach NE festgestellt werden. Die starke Beanspruchung, die durch die NW gerichtete Überschiebung der Achentaler Schubmasse auf die sich im Liegenden der Überschiebungsfläche befindenden Schichten ausgeübt wurde, und die zur Bildung eines stark verschuppten Gebietes geführt hat, ist auch westlich der Hochplatte und nördlich und südlich der Marbichler Spitze gut zu sehen. Hier führte die NW-Bewegung der ASM auch zur

Bildung von NE streichenden und nach SE einfallenden Aufschiebungen. Da die Achantaler Schubmasse nachträglich noch durch E-W streichende Falten gefaltet wurde, scheint diesen Beobachtungen zufolge die NW-Bewegung eine kürzere Episode innerhalb einer länger währenden Phase NS gerichteter Deformation gewesen zu sein.

3. Verformung sowohl der inversen als auch der aufrechten Schichten durch Falten mit E-W streichenden Faltenachsen und Entstehung von E-W streichenden Aufschiebungen.

Die Faltung der Überschiebungsfläche ist am besten am Höhenrücken Marbichler Spitze – Kafell-Rether-Kopf zu beobachten. Die bedeutendste E-W streichende Aufschiebung im untersuchten Gebiet ist im Unteraubachtal aufgeschlossen. Auch am S-Hang der Hochplatte sind kleinere Aufschiebungen zu sehen. Spätestens bei diesem Ereignis bildeten sich auch die N-S streichenden Störungen wie z.B. die sinistrale Achantalstörung. Diese könnte aber auch schon während der ersten N-S Kompression gebildet worden sein (Nagel, 1975; Spieler & Brandner, 1989; Auer, 2001).

4. Entstehung der engen isoklinalen Falten mit NW-SE streichender Faltenachse.

Die engen isoklinalen Falten mit NW-SE streichender Faltenachse sind ausschließlich im Gebiet westlich und nördlich von Achenkirch zu finden. Sie haben ein durchschnittliches Einfallen von 15-20° und überprägen sowohl die aufrecht lagernden Abfolgen als auch die der Achantaler Schubmasse. Da sie die E-W streichenden Falten überprägen und das Einfallen ihrer Faltenachse konstant und dadurch unbeeinflusst von den E-W streichenden Falten und der Achantaler Schubmasse ist, wird diese Verformungsphase jünger als die vorher beschriebenen eingestuft. Nagel et al. (1976) und Schütz (1979) erklären das Auftreten der SE einfallenden Kleinfaltenachsen als Ergebnis einer älteren N-S verlaufenden Faltungsphase, deren Lage anschließend von einer jüngeren Verformungsphase verändert worden ist. Diese Meinung kann hier anhand der oben beschriebenen Argumente nicht vertreten werden. Auch die Angaben von Schütz (1971), wonach östlich des Marbichler Spitze-Kafell-Rether Kopf Grates alle Kleinfaltenachsen nach Osten, westlich davon alle nach Westen abtauchen, konnte hier nicht bestätigt werden. Diese NE gerichtete Kompression führte auch zur Bildung der sinistralen NE-SW streichenden Störungen. Das von Nagel (1975) und Spengler (1956) beschriebene Vorhandensein einer Vertikalkomponente, die sich zur Horizontalkomponente im Verhältnis 1:2 verhält, konnte im Gelände nicht bestätigt werden.

5. Bildung der Querwellung in den E-W streichenden Falten und Störungen.

Sowohl die Thiersee-Mulde als auch die vorher beschriebene Falte unterhalb der Hochplatte zeigen eine deutliche Querwellung, die auch alle anderen Strukturen im Gebiet beeinflusst hat und dadurch als jüngste Verformung eingestuft wird und zur Bildung der ESE-WNW streichenden Störungen geführt hat. Diese sind im gesamten untersuchten Gebiet zu finden, weisen aber keine relevanten Versetzungsbeträge auf. Gleichzeitig kam es an schon vorhandenen NS streichenden Störungen zu Heraushebungen.

Die Betrachtung sämtlicher eingemessener Harnischflächen (Abbildung 29) zeigt, dass diese vorwiegend während der zweiten und vierten Verformungsphase gebildet wurden. Nur untergeordnet sind auch Harnischflächen der dritten eingemessen worden. Während der ersten und letzten Phase wurden keine oder nur sehr wenige Harnische gebildet. Die der ersten Phase könnten aber auch durch die darauffolgenden überprägt worden sein. Auffallend ist auch, dass sich vorwiegend flach einfallende Harnischflächen bildeten. Von den steil einfallenden Harnischflächen dominieren diejenigen auf den NE-SW streichenden Störungsflächen der vierten Verformungsphase. Die meisten eingemessenen Harnischflächen streichen NW-SE und fallen flach nach SW ein. Dieses Maximum ergibt sich aus der Überlagerung der Harnischflächen der vierten Verformungsphase, die vorwiegend im Westen des untersuchten

Gebietes an den SW einfallenden Schenkeln der NE-vergenten Falten zu finden sind, mit denjenigen der zweiten Phase westlich der Erzherzog-Johann-Klause. Am zweithäufigsten wurden die NE-SW streichenden und flach nach SE einfallenden Harnischflächen, unterhalb der Überschiebungsfläche der ASM, der zweiten Verformungsphase eingemessen.

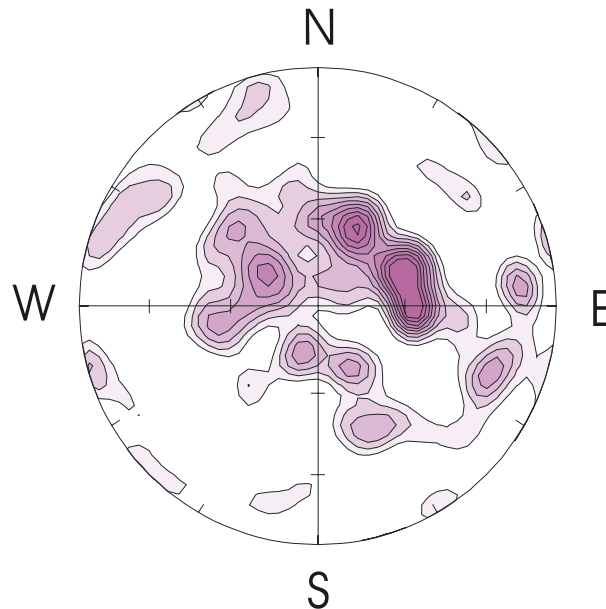


Abbildung 29. Isolinienkarte der Flächenpole aller Harnischflächen (1722), die im Bereich der Achantaler-Schubmasse zwischen Hochplatte und Landl gemessen wurden

Die auf den oben beschriebenen Harnischflächen eingemessenen Lineationen fallen wie in Abbildung 30 dargestellt, meist flach (zwischen 20° und 40°) ein. Dieses zeigt, dass die während der Bildung der Harnischflächen und Striemungen vorherrschenden Stressbedingungen zu Auf- bzw. Abschiebung und Blattverschiebung führten.

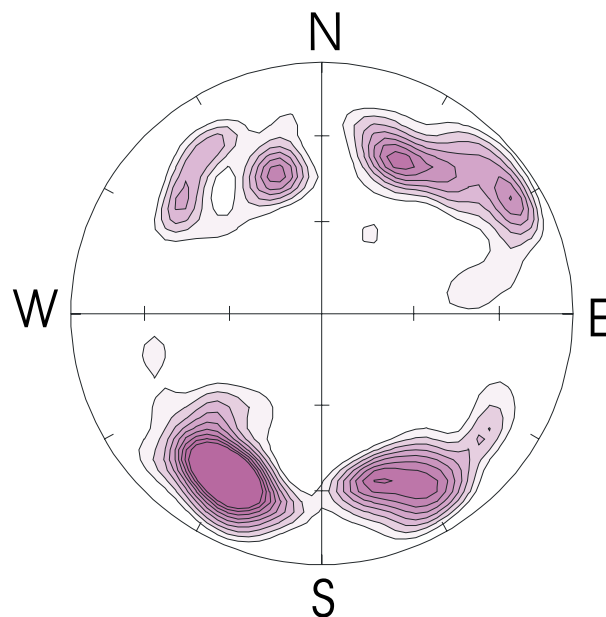


Abbildung 30. Isolinienkarte aller Harnischstriemungen (1722) der Achantaler-Schubmasse, die zwischen Hochplatte und Landl eingemessen wurden

Die in Abbildung 31 und Abbildung 32 zusammengefasste Darstellung aller berechneten P und T Achsen zeigt, dass die überwiegende Mehrheit aller P-Achsen horizontal und die meisten T-Achsen vertikal sind. Dieses bedeutet, dass die vorherrschende Verformungsform im Bereich der ASM Aufschiebung ist.

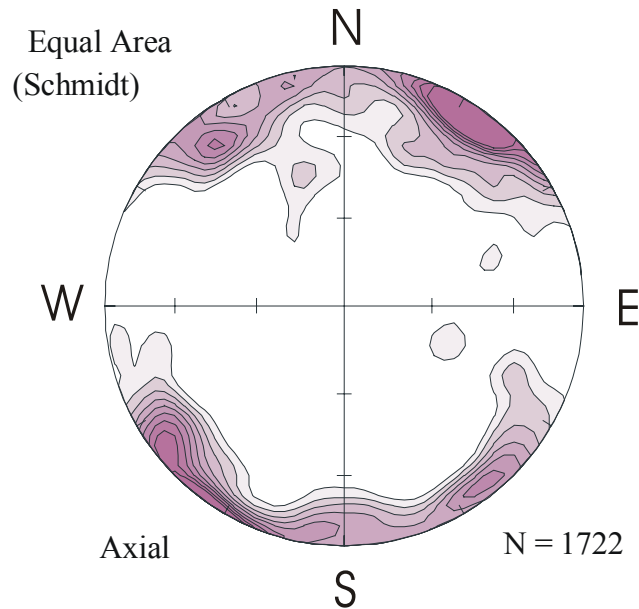


Abbildung 31. Isolinien Darstellung aller berechneten P-Achsen im Bereich der Achantaler Schubmasse

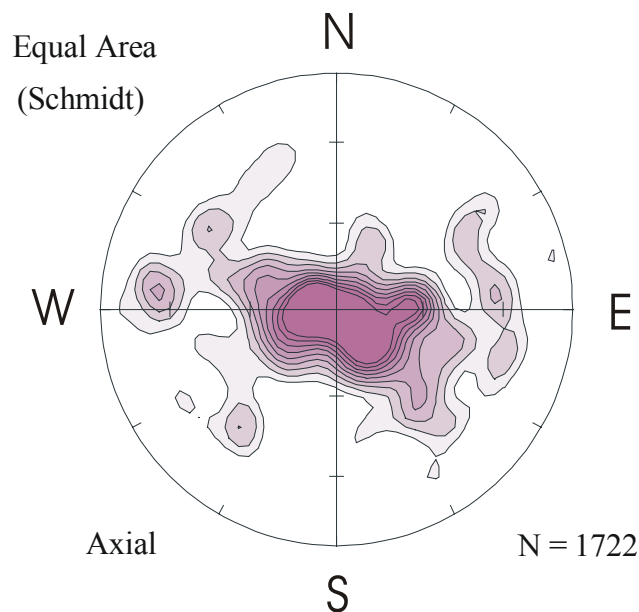
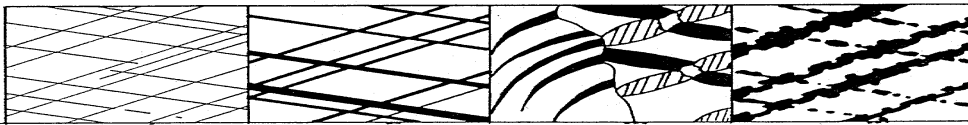


Abbildung 32. Isolinien Darstellung aller berechneten T-Achsen im Bereich der Achantaler Schubmasse

2.4. Analyse von Calcitzwillingen

2.4.1. Einführung

Da Calcit-Zwillingslamellen ähnliche kinematische Informationen wie Störungsflächen enthalten, ist es anhand ihrer Raumorientierung möglich, die Lage der Paläospannungsachsen zu bestimmen. Eine Zwillingslamelle, die durch Krafteinwirkung auf einen Calcitkristall entsteht, wird dabei als Störungsfläche und die Projektion der mineralogischen Calcit-C-Achse auf diese Fläche als Bewegungsrichtung (Linear) betrachtet. Da Calcit eine sehr hohe Doppelbrechung hat und bei Doppelbrechungen höherer Ordnung es nicht möglich ist, Zwillinge genau einzumessen, ist die Herstellung von Ultradünnschliffen (ca. 5µm Dicke) aus orientierten Proben zur Anwendung dieser Methode nötig. Zwillinge entstehen nur bei Überschreitung einer kritischen Scherspannung. An Korngrenzen kann es aber zu Spannungskonzentrationen kommen, die zum Überschreiten dieser Spannung führen, obwohl die insgesamt auf das Gestein einwirkende Spannung noch darunter liegt (Turner et al., 1953). Diese Spannungskonzentrationen hängen von der Korngröße ab und sind direkt proportional mit dieser. Temperatur und Verformungsrate haben dagegen nur wenig Einfluß auf die Zwillingsbildung (Wenk, 1985). In Calciten ist meist nur das letzte Verformungsereignis erhalten. Ab einer bestimmten Temperatur wird die Zwillingsbildung von intrakristallinen Gleitungen verdrängt. In feinkörnigen Kalken liegt diese bei 400° C und in grobkörnigen etwas höher. Die für die Verformung relevanten kristallographischen Flächen sind die e-, r- und untergeordnet auch die f-Flächen. Für die Paläospannungsanalyse ist ausschließlich die Verzwilligung entlang der e-Lamelle von Bedeutung, da r-Lamellen erst ab 500° C und f-Lamellen nur untergeordnet auftreten. Nach Turner et al. (1953) bezeichnet man eine Scherung als positiv, wenn der obere Teil des Zwillings im Ultradünnschliff relativ zum unteren auf das obere Ende der C-Achse zu bewegt wird. Als Bewegungsrichtung wird die Projektion der C-Achse auf die jeweils aktivierte ZwillingsEbene angenommen. Problematisch für die Analyse ist, dass mit einem Universaldrehtisch nur Flächen eingemessen werden können, die nicht flacher als ca. 35° zur Schliffebene stehen. Es hat sich aber gezeigt, dass es zur Ermittlung des Paläospannungsfeldes ausreicht, wenn nur ein Teil des vorhandenen Flächenbestandes verwendet wird. Wie bei der Analyse von Harnischflächen kann aus den Calcit-C-Achsen und den Zwillingslamellen die P- und T-Achse für jede einzelne Zwillingslamelle konstruiert werden. Der Winkel zwischen P- bzw. T-Achse und Zwilling wird mit 45° angenommen. Die Form der Calcitzwillinge kann zur Abschätzung ihrer Bildungstemperatur verwendet werden. Dazu wurde in dieser Arbeit die Klassifikation von Ferrill (1991) verwendet.



Typ	1	2	3	4
Beschreibung	Dicke < 1 µm Geringe Deformation	Dicke > 1 µm Höhere Deformation	Leicht gebogen und zweifach verzwilligt Große Intrakristalline Deformation	Große Intrakristalline Deformation Rekristallisation
Bildungstemperatur	< 200° C	150-300° C	> 200°C	> 250°C

Abbildung 33. Klassifikation von Calcitzwillinglamellen nach ihrer Bildungstemperatur und dem Bildungsmechanismus (aus Ferrill, 1991).

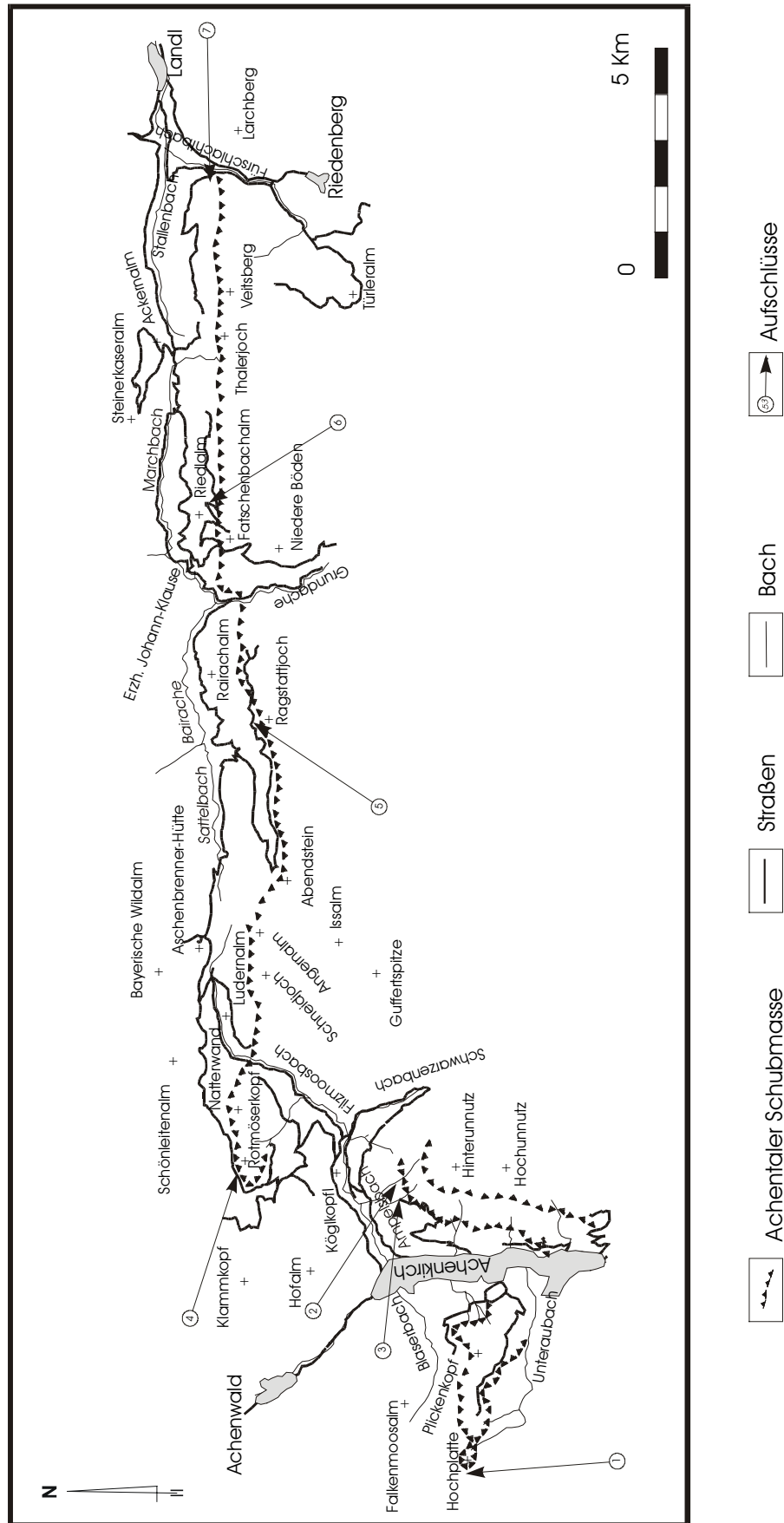
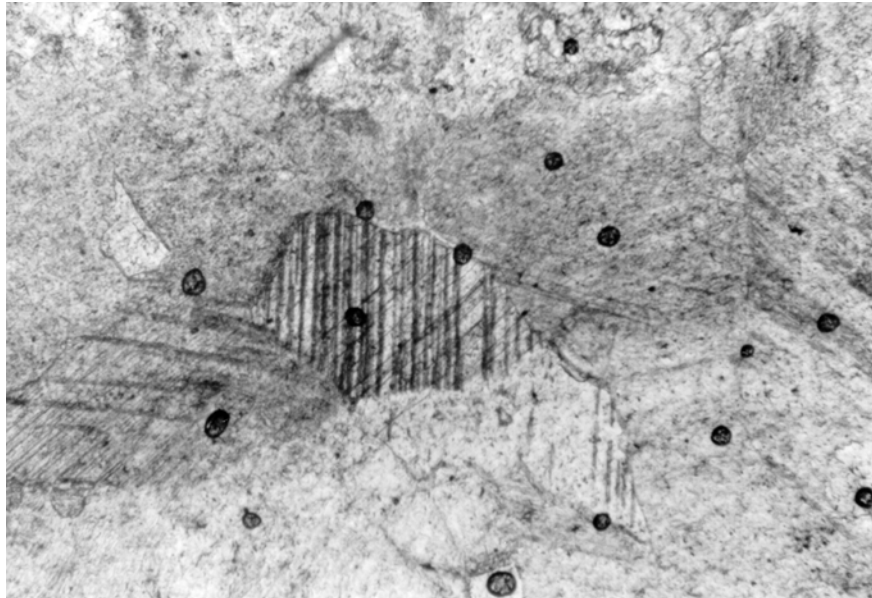


Abbildung 34. Lage der Aufschlüsse von denen Proben zur Untersuchung von Calcitzwillingen angefertigt wurden

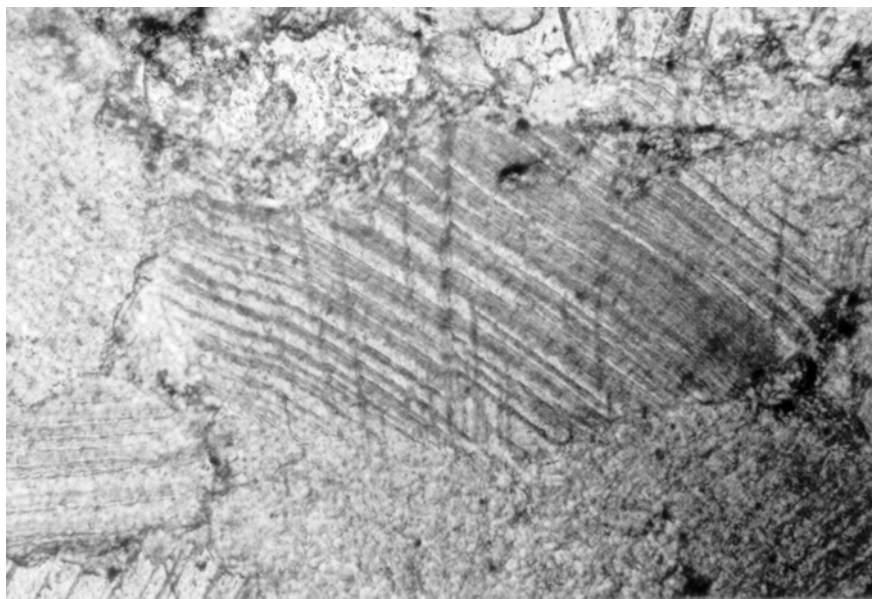
2.4.2. Ergebnisse

Der Ultradünnschliff von der Hochplatte (Abbildung 35) zeigt zwei Generationen von Zwillingen mit unterschiedlicher Dicke, die mehr als 1 μm erreichen kann. Diese werden dem Typ 2 zugeordnet. Die Paläostressanalysen (Abbildung 37) ergaben eine NW Kompression, die zur Bildung einer Zwillingsgeneration führte und eine N gerichtete, die zur Bildung der zweiten Generation führte.



**Abbildung 35. Zwillinglamellen des Typ 2 von der Hochplatte
(Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)**

Nördlich des Unnutzgifels konnten Zwillinglamellen des zweiten Typs mit mehr als 5 μm (Abbildung 36) gemessen werden, die von einem späteren Ereignis verformt wurden. Wie bei der Hochplatte wurden die Zwillinge durch eine NW Kompression gebildet. Diese wurden anschließend durch eine EW verlaufende Störung versetzt.



**Abbildung 36. Zwillinglamellen nördlich des Unnutzgifels
(Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)**

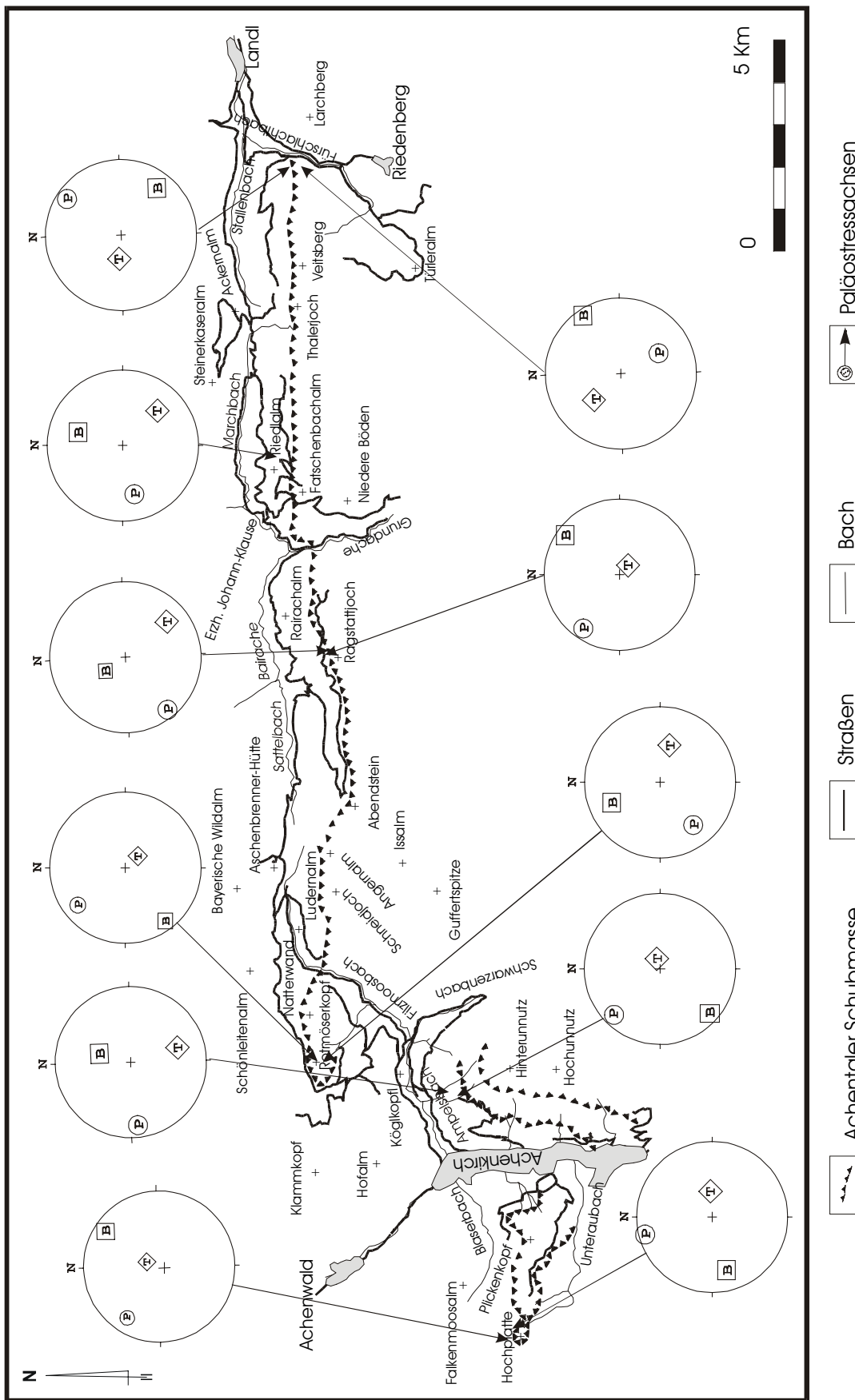


Abbildung 37. Ergebnisse der Paläostressanalysen an Zwillingslamellen im Bereich der Achentaler Schubmasse

Nordwestlich des Rotmöserkopfes konnten zwei Generationen von Zwillingen (Abbildung 38) gefunden werden. Die erste Generation des Typs 2 mit unterschiedlich dicken Zwillingslamellen, die bis zu 2 μm erreichen können und eine zweite des Typ 1. Die erste Generation wurde durch eine NW gerichtete Kompression gebildet und die zweite durch eine NE gerichtete.

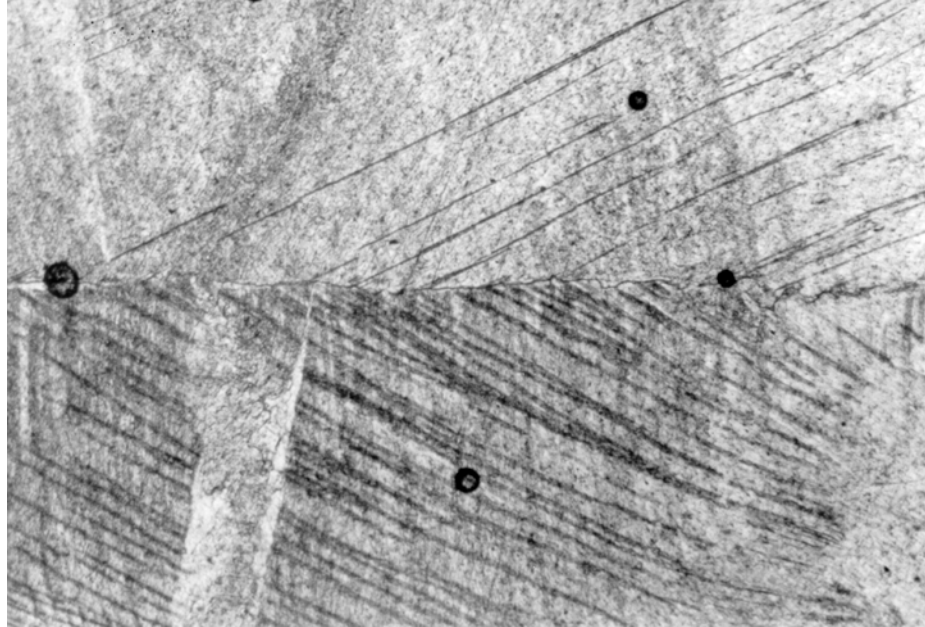


Abbildung 38. Zwillingslamellen aus dem Ultradünnschliff NW des Rotmöserkopfes (Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)

Unterhalb des Ragstattjochs ergaben die Untersuchungen der Ultradünnschliffe zwei Generationen von Zwillingen des Typ 1. Wie beim Rotmöserkopf wurde eine Generation durch eine NW Kompression (Abbildung 37) gebildet und die zweite durch eine NE gerichtete.

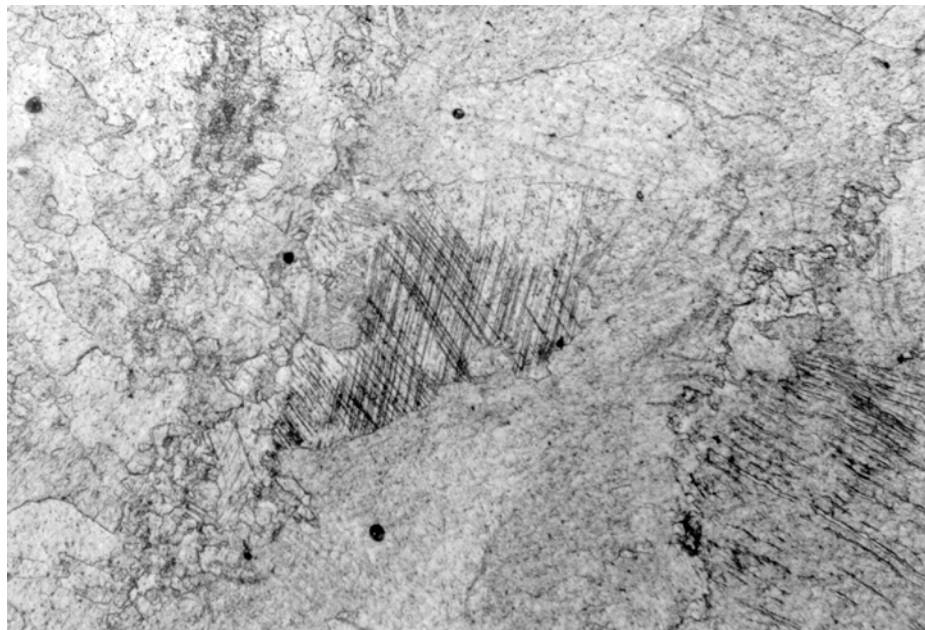


Abbildung 39. Zwillingslamellen aus der Probe unterhalb des Ragstattjochs (Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)

Nördlich der Riedlalm wurde eine Generation von Calcitwillingen gefunden, die dem Typ 1 (Abbildung 40) zugeordnet werden kann. Die Paläostressanalysen (Abbildung 37) ergaben, dass diese durch eine NE gerichtete Kompression gebildet wurden.

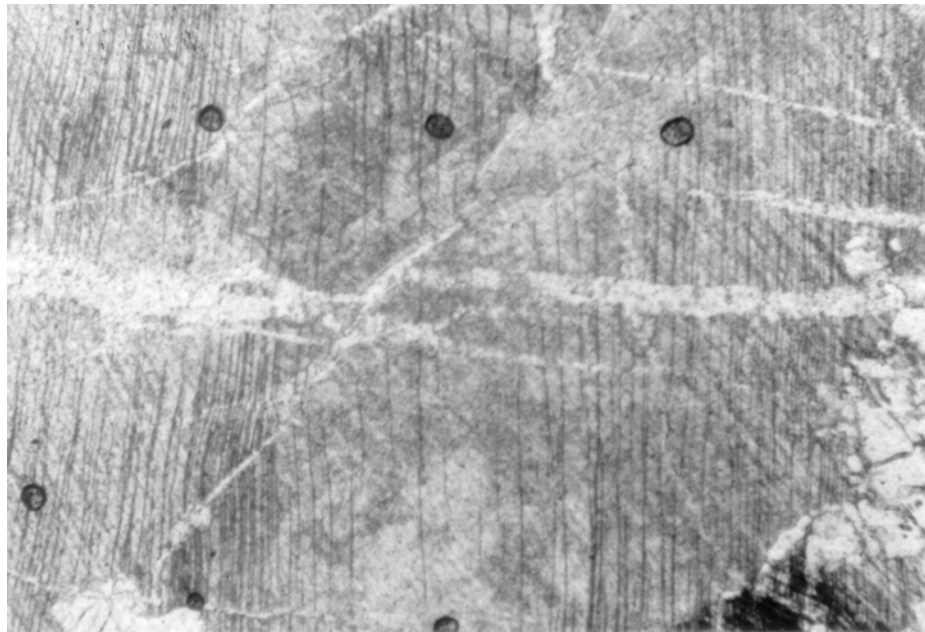


Abbildung 40. Ultradünnschliff aus der Probe nördlich der Riedlalm (Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)

Im östlichen Bereich des untersuchten Gebietes wurden in der Probe aus der Überschiebungszone der ASM zwei Generationen von Zwillingslamellen (Abbildung 41) gefunden. Die erste kann dem Typ 2 zugeordnet werden und wurde durch eine N gerichtete Kompression gebildet. Die zweite Generation entstand durch eine NE gerichtete Kompression und fällt in den Bereich des Typ 1.

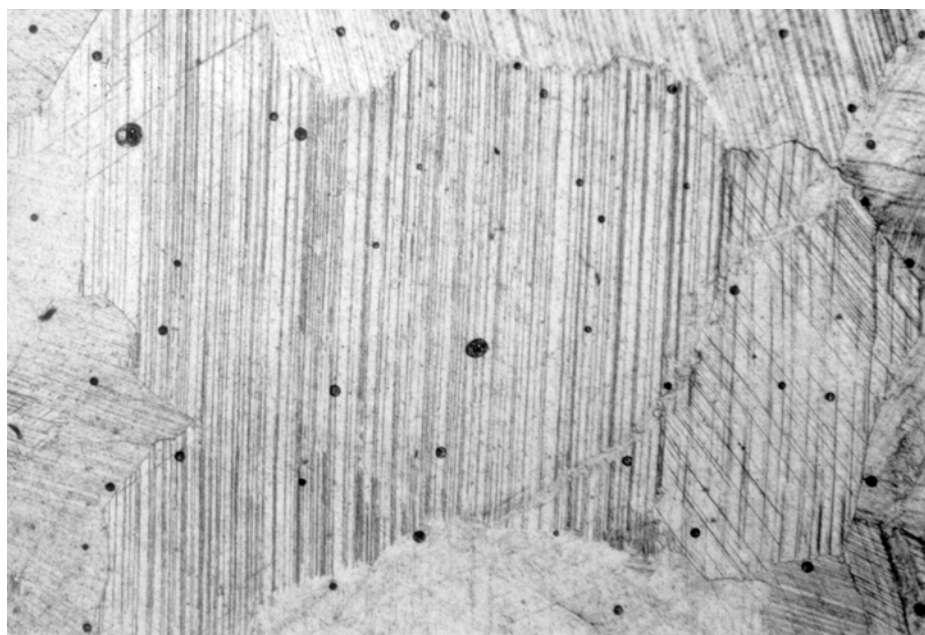


Abbildung 41. Zwillingslamellen des Typ 1 und 2 aus dem Aufschluss östlich des Veitsbergs (Länge der Abb. entspricht 0,16 mm)

2.4.3. Interpretation der Ergebnisse

Die Untersuchungen an Calcitwillingslamellen aus der Überschiebungszone der ASM ergeben, dass im westlichen Teil des Gebietes Zwillinge durch eine N und NW Kompression gebildet wurden und im mittleren und östlichen Teil durch eine N und NE gerichtete Kompression. Im westlichen Teil wurden die Calcitwillingslamellen während der NW gerichteten Überschiebung der Achantaler Schubmasse gebildet und sind deswegen der zweiten in Kapitel 2.3.5 beschriebenen Deformationsabfolge zuzuordnen. Im Bereich der Hochplatte, des Unnutzes und des Rotmäserkopfes entstanden dadurch Zwillinge des Typ 2, die unter Bildungsbedingungen von 150° bis 300° C und durch hohe Deformation des Calcitkristalls gebildet wurden. Die Zwillingslamellen, die durch NE gerichtete Kompression gebildet wurden, sind ausschließlich östlich des Rotmäserkopfes zu finden und können der vierten Deformationsabfolge zugeordnet werden. Im Osten entstanden durch die NE gerichtete Kompression Zwillinge des Typ 2, während im restlichen Gebiet ausschließlich Zwillinge des Typ 1 gebildet wurden. Die Zwillinge des Typ 1 entstehen bei Temperaturen unter 200° C und durch eine geringe Deformation des Calcitkristalls. Dieses lässt auf eine Abnahme der NE gerichteten Kompression von Ost nach West schließen. Calcitwillinge, die durch eine N gerichtete Kompression gebildet wurden, konnten sowohl im östlichen als auch im westlichen Teil des Gebietes gefunden werden. Diese können der dritten Deformationsabfolge zugeordnet werden und sind ausschließlich vom Typ 1. Weil in den Calciten nur die letzten Verformungsereignisse erhalten bleiben, sind die späteren Verformungsphasen nicht mehr von entsprechend großer Intensität gewesen. Dadurch kann die N und NW gerichtete Bewegung im Westen des Gebietes und die N und NE gerichtete im Osten als das letzte wesentliche Ereignis im Bereich der Überschiebungszone der ASM angesehen werden.

Da sich während diesen Verformungsphasen ausschließlich Zwillinge des Typs 1 und 2 gebildet haben, erreichte die Temperatur in der Überschiebungszone während der NW Bewegung im Westen und der NE-Bewegung im Osten wahrscheinlich nie mehr als 200° C.

2.5. Retrodeformation

In den Nördlichen Kalkalpen wurden schon oft Retrodeformationen durchgeführt mit teils sehr unterschiedlichen Ergebnissen. Eisbacher et al. (1990), die ein Profil etwa 85 km westlich vom Achensee bilanzierten, erhielten eine Einengung von 60 % während der Stapelung und Deformation der Kalkalpen vor 97-70 Ma. Die Profile von Linzer et al. (1995) liegen etwa 80 km westlich bzw. 140 km östlich des untersuchten Gebietes und ergaben eine Verkürzung von 65 % im W und 45 % im E. Auch im Gebiet der Achantaler Schubmasse wurden schon Retrodeformationen durchgeführt. Dresman (2000) bilanzierte zwei Profile in NS Richtung zwischen dem Tegernsee und dem Inntal, die in einer Entfernung von 4 km zueinander lagen. In der westlichen Schnittebene liegt der Ort Wildbad Kreuth und der Hochunnutz, in der östlichen Schnittebene befinden sich der Wallberg, der Guffert und die Rofanspitze. Aus dem konstruierten 3-D Modell ergab sich ein Einengungsbetrag für den untersuchten Bereich von etwa 44 %. Dieser Betrag liegt weit unter den ermittelten Ergebnissen früherer Arbeiten. Für einen geringeren Verkürzungsbetrag kommen verschiedene Gründe in Betracht: So wird bei Dresmann (2000) im Gegensatz zu den anderen Arbeiten keine Notwendigkeit gesehen, im Liegenden der Lechtaldecke noch andere Deckenteile nach S reichen zu lassen. Da die Inntaldecke von W nach E ausstreicht und im Gebiet östlich des Achensees nicht mehr nennenswert auftritt, wurde sie auch nicht in der Bilanzierung berücksichtigt. Sie beeinflusst aber entscheidend die Ergebnisse der westlichen Profile. Eine gute Übereinstimmung gibt es bei der Tiefenlage der Abscherhorizonte. Alle Arbeiten zeigen einen flachen Abscherhorizont in einer Tiefe im nördlichen Profilbereich von 2,4 bis 2,8 km unter NN und bis zu 4,6 km unter NN in den südlichen Profilteilen. Ähnliche Werte wurden auch von Tanner (2001) ermittelt, der eine Veränderung der minimalen Verkürzung der Lechtaldecke von 25 % im östlichen Bereich (Landl) auf 42 % im Westen (östlich von Vorderriss) mit einem Fehler von 6 % annimmt. Die Gesamtverkürzung steigt von E nach W, was zu einer Überschiebungsweite an der Achantalstörung im E von 8 km und bis zu 20 km im W führt, wobei auch die Faltung der Schichten in dieser Richtung zunimmt. Die Untersuchungen von Auer (2001) in der Lechtaldecke ergaben, dass die meisten Überschiebungen erst im späten Faltungsstadium oder danach aktiviert wurden, was zu einer internen Verkürzung der Lechtaldecke von 13 km bzw. 34 % führt. Für die gesamten NKA wird eine Verkürzung von 85 km oder 75 % angenommen.

Eine stärkere Verformung im westlichen Teil der ASM wird anhand der Unnutz-Antikline sichtbar, die im E einen symmetrischen Aufbau hat und nach Westen zunehmend nordvergenger und enger wird.

2.6. Seismik

Zur Tiefenexploration der Achantaler Schubmasse wurden sowohl die durch das TRANSALP-Projekt gewonnenen Daten als auch seismische Profile der ÖMV AG aus dem Jahre 1986 verwendet. Die TRANSALP-Geotraverse verläuft im Bereich der Achantaler Schubmasse durch die Erzherzog-Johann-Klause. Die Lage der drei (TIV-8601, TIV-8505 und TIV 8507) von der ÖMV AG zur Verfügung gestellten Profile wird in Abbildung 42 dargestellt. Diese haben aufgrund der engeren Vibratoren- und Geophon-Auslage im Vergleich zum TRANSALP-Seismogramm eine höhere Auflösung, was zu einem deutlicheren Abbild der oberflächennahen Strukturen führt. Durch die Korrelation eindeutiger Reflektoren konnten sowohl die ÖMV-Profile untereinander als auch mit dem TRANSALP-Profil verbunden werden. Der in den Abbildungen erscheinende Einfallswinkel der Reflektoren widerspiegelt nicht seinen wahren Wert, sondern ist flacher als dieser. Deswegen wurde in der Beschreibung der Abbildungen der wahre Wert angegeben.

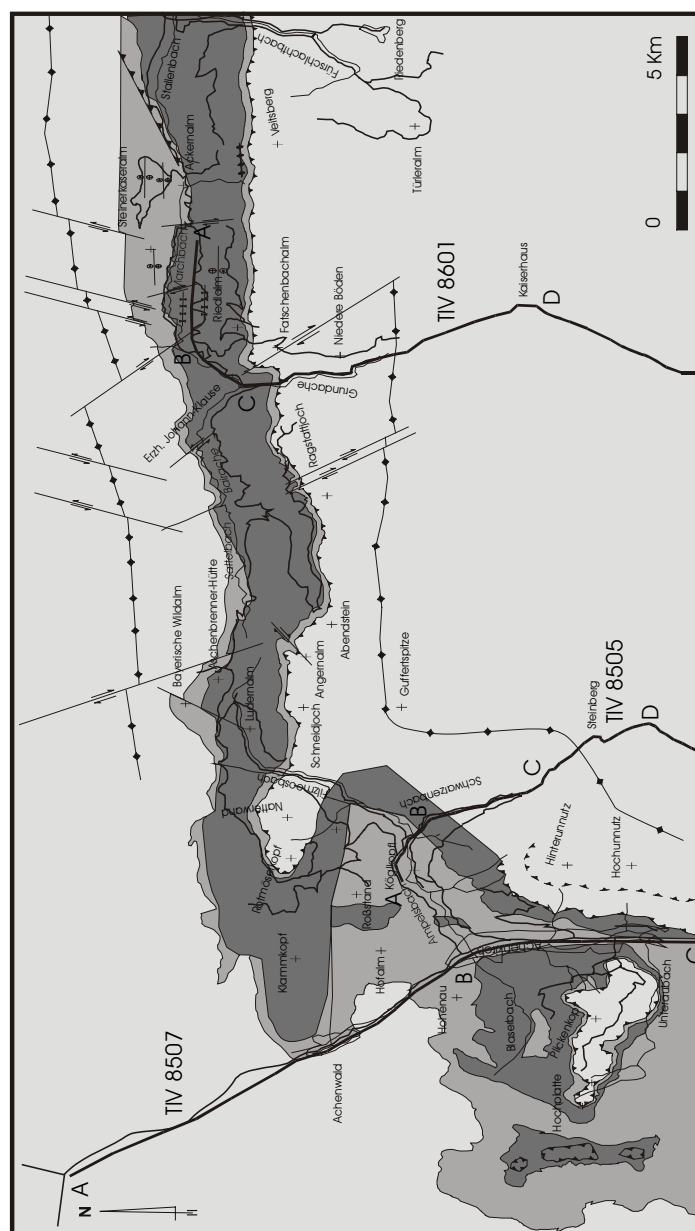
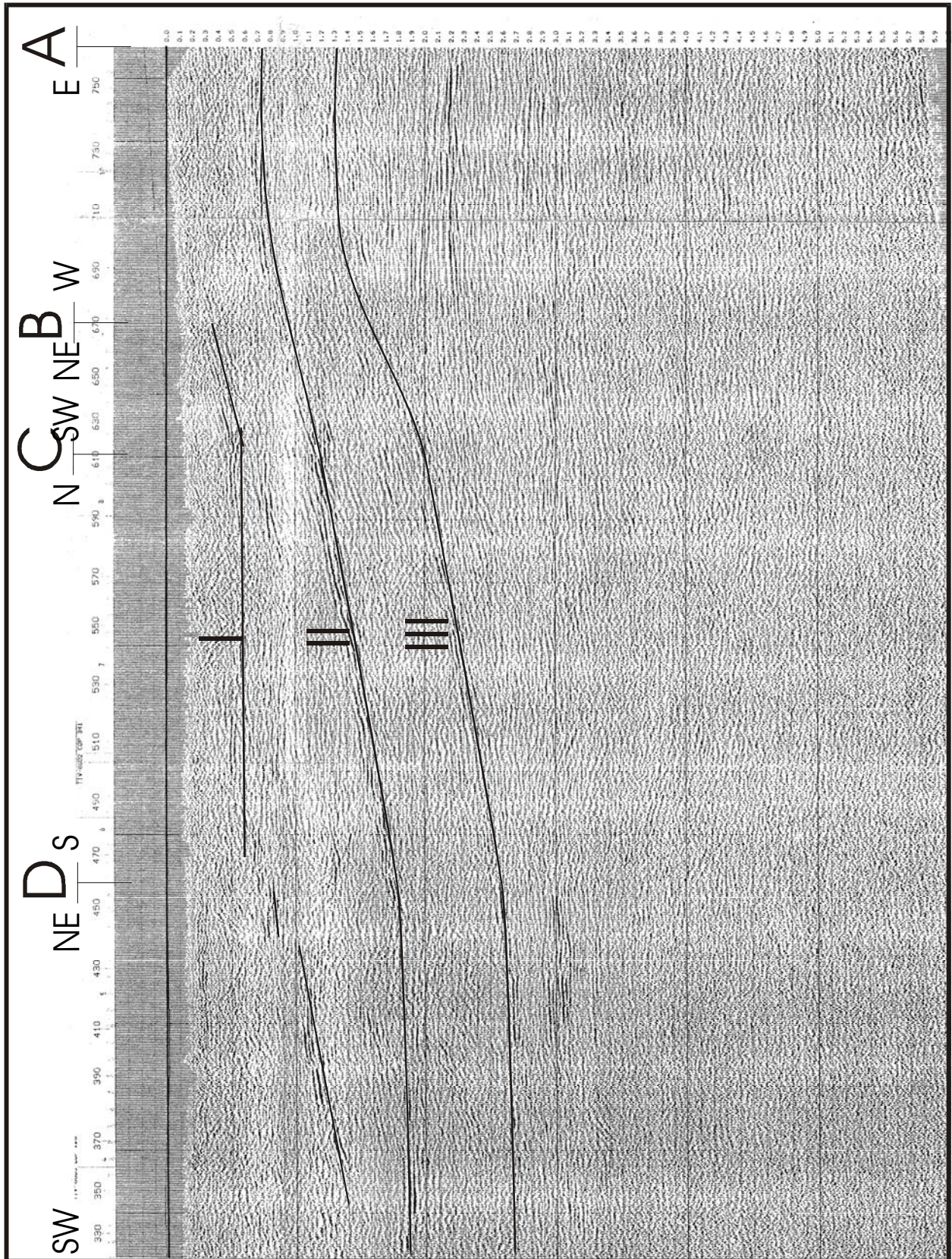


Abbildung 42. Lage der verwendeten seismischen Profile der ÖMV AG

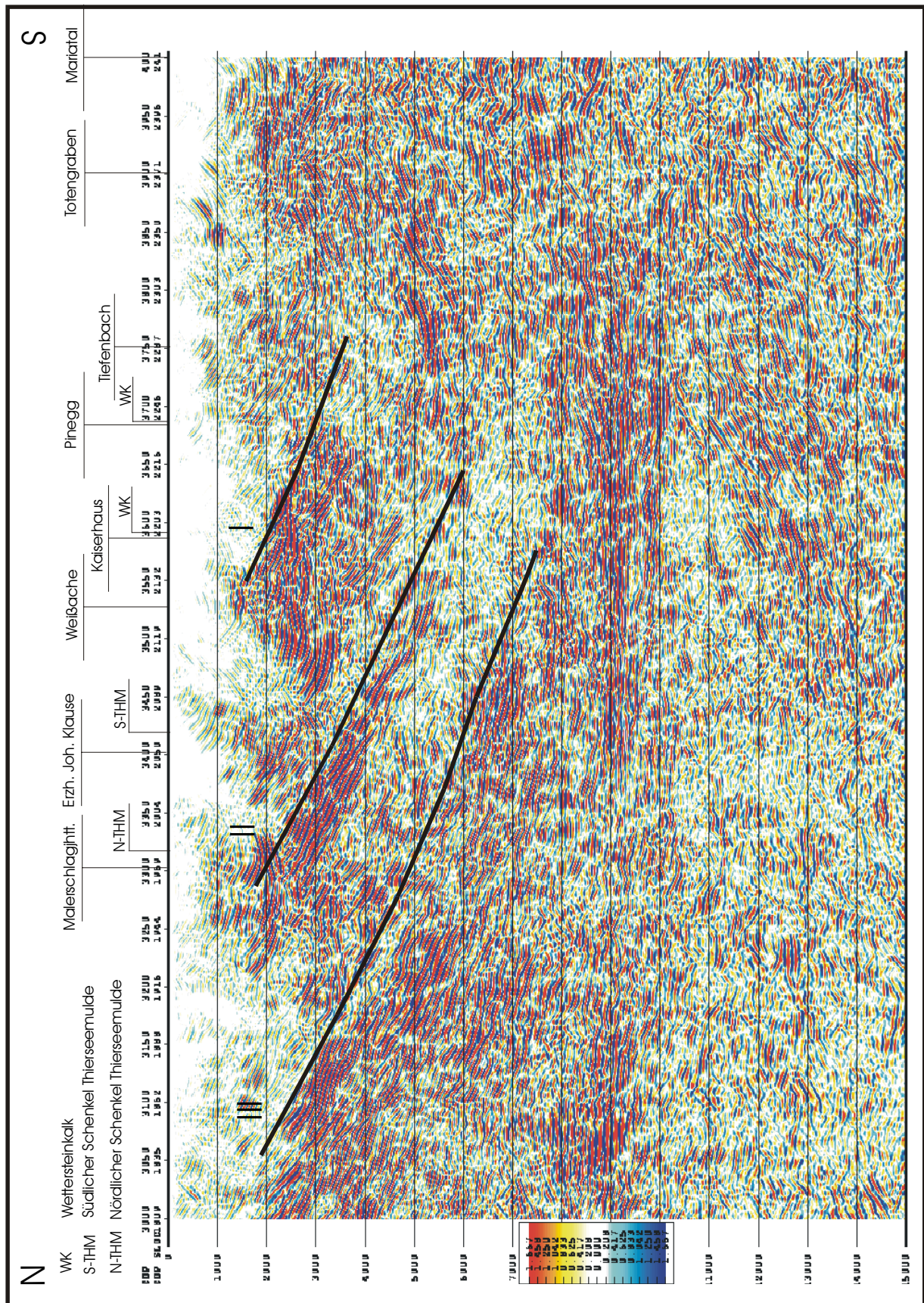
Die seismische Linie TIV-8601 (Abbildung 43) der ÖMV-AG beginnt westlich der Ackernalm im Marchbachtal und verläuft nach Westen entlang des Marchbachs. Ab der Einmündung des Marchbachs in die Brandenberger Ache (Punkt B) deckt sie sich mit dem TRANSALP-Profil. Die markantesten Erscheinungen des Profils TIV-8601 sind:

1. Drei mit ca. 25° nach Süden einfallende Reflektoren, die ab dem Punkt B auf der gesamten Länge des Profils sichtbar sind. Die Intensität der Reflektoren variiert dabei sowohl innerhalb der einzelnen Reflektoren als auch zwischen diesen. Alle drei Reflektoren sind auch im TRANSALP-Profil (Abbildung 44) sichtbar, wenn auch mit geringerer Deutlichkeit. Die drei Reflektoren befinden sich im Punkt B (Mündung des Marchbaches in die Grundache) in einer Tiefe von 1,1 km, 3,2 km und 4,7 km unter NN. Beim Kaiserhaus (Punkt D) erreichen sie eine Tiefe von 2,3 km, 5,9 km und 8,3 km.
2. Subhorizontale Reflektoren im E-W verlaufenden Abschnitt (A-B) des Profils. Da das Profil in Punkt B nach Osten abknickt, zeigen diese, dass die oben beschriebenen Reflektoren in E-W Richtung in einer konstanten Tiefe bleiben.

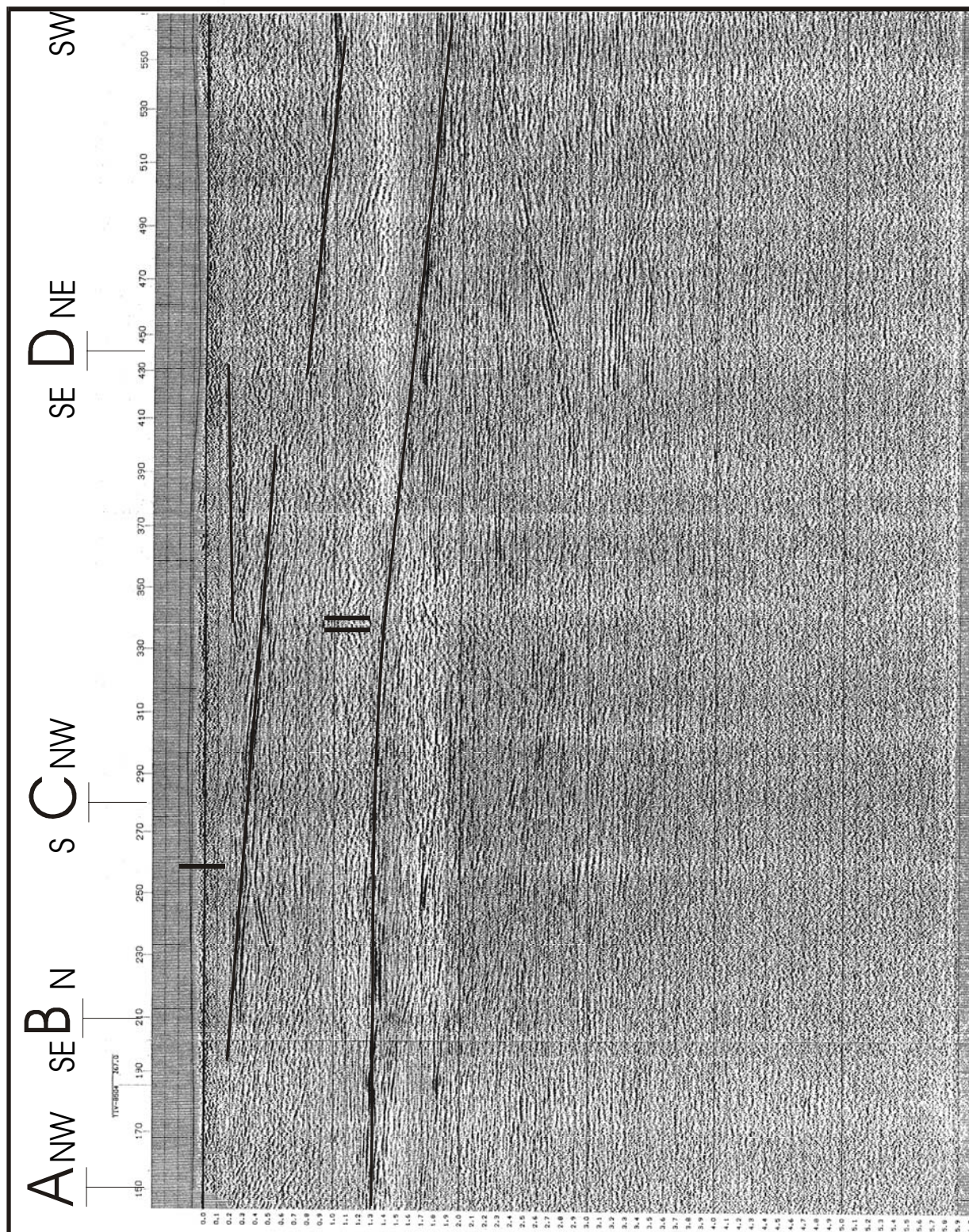
Die seismischen Profile TIV-8505 (Abbildung 45), östlich des Unnutzes, und TIV-8507 (Abbildung 46), westlich des Unnutzes, zeigen zwei markante Reflektoren. Diese werden wegen ihrer ähnlichen Tiefe auf der selben geographischen Breite mit den Reflektoren I und II des östlichen Profils in Zusammenhang gebracht. In beiden ist das Einfallen der Reflektoren nach Süden mit $6-8^\circ$ wesentlich geringer als im östlichen Profil. Der dritte (III) Reflektor ist in den beiden westlichen Profilen kaum noch zu sehen, während er im östlichen noch gut ausgeprägt ist. Beim Vergleichen der Profile TIV-8505 und TIV-8507 fällt auf, dass auf dem gleichen Breitengrad sich im westlichen Profil die Reflektoren in einer geringeren Tiefe befinden als im östlichen.



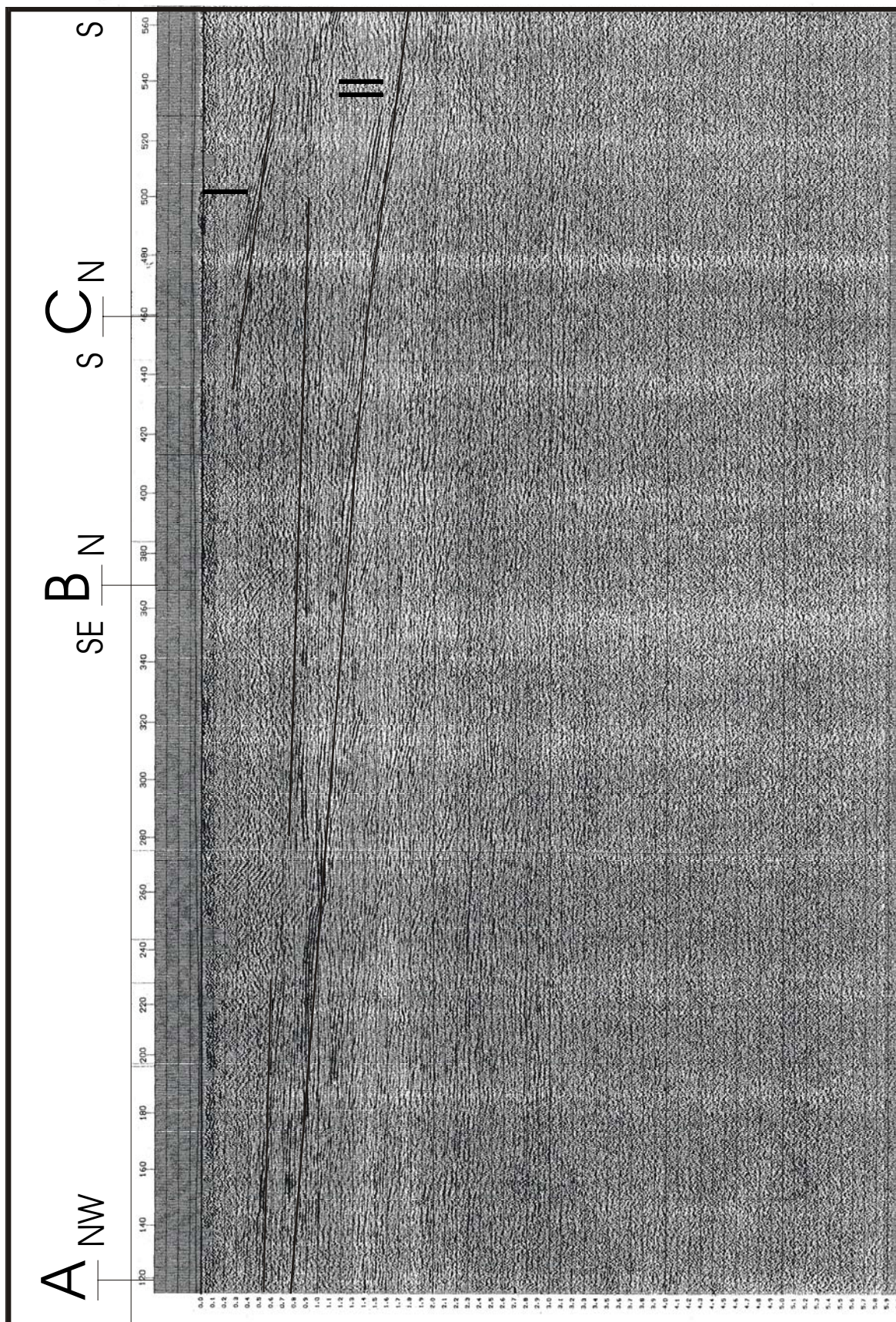
**Abbildung 43. Seismisches Profil TIV-8601.
Länge des Profils=20 km
Freundlich überlassen von der ÖMV-AG**



**Abbildung 44. Seismisches Profil des TRANSALP Projektes
Länge des Profils=14 km
(seismische Bearbeitung: persönliche Mitteilung von E. Lüschen)**



**Abbildung 45. Seismisches Profil TIV-8505.
Länge des Profils=10 km.
Freundlich überlassen von der ÖMV AG**



**Abbildung 46. Seismisches Profil TIV-8507.
Länge des Profils=18km.
Freundlich überlassen von der ÖMV AG**

2.6.1. Interpretation der Ergebnisse

Von den größeren Oberflächenstrukturen sind keine in den Seismogrammen direkt zu identifizieren. Weder die Achantaler Schubmasse noch die Thiersee-Mulde oder die im Gebiet auftretenden Störungen mit zum Teil großen Versatzbeträgen widerspiegeln sich in den seismischen Daten. Die ASM müsste in allen Profilen oberhalb des ersten (I) Reflektors sichtbar werden. Da die Aufzeichnungen im Seismogramm erst in einer Tiefe von 500 m unter NN beginnen und keine Hinweise auf die ASM enthalten, scheint es sich bei dieser um eine flache oberflächennahe Aufschubung zu handeln. Dieses Ergebnis würde auch gut in das im gesamten untersuchten Gebiet von den seismischen Daten der TRANSALP- und ÖMV Profile vermittelten Bild, flach nach S einfallender Reflektoren, passen. Auch die von Auer (2001) beschriebene Pop-up Struktur des Gufferts kann hier nicht bestätigt werden.

2.7. Zusammenfassung

Die Entstehung der Ostalpen galt lange Zeit als Ergebnis relativ konstanter N gerichteter Kontraktion (Tollmann, 1963, 1987). Ab Mitte der 80er Jahre traten zunehmend Modelle auf, die eine zweiphasige Kontraktionsgeschichte vertraten. Demnach folgt einer frühen Phase der W bis NW gerichteten Kompression mit Stapelung der ostalpinen Decken im Ober-Jura und in der Kreide eine Phase mit N bis NNE Bewegung ab dem Paläogen (Ratschbacher, 1986, Eisbacher & Brandner, 1996; Neubauer et al., 2000). Die offensichtliche Diskrepanz zwischen dem kalkalpinen E-W streichenden Deckenbau und der ca. W gerichteten Kompression wird von Ratschbacher (1986) durch eine schräge Kollision, deren N gerichtete Komponente sich vor allem auf die Strukturen der NKA übertrug, erklärt. Die früheren kinematischen Untersuchungen in den östlichen Zentralalpen, die eine W gerichtete Kontraktionstektonik ergaben, müssen aber nach den Ergebnissen von Marton et al. (2000) mit Vorbehalt betrachtet werden. Paläomagnetische Untersuchungen ergaben in diesem Bereich miozäne Blockrotationen mit einem Gesamtwert von 50-60°, die durch Blattverschiebungen nördlich und südlich davon verursacht wurden. In den früheren Arbeiten wurden diese Rotationen nicht oder nur unzureichend berücksichtigt. In den westlichen Ostalpen könnte die W gerichtete Deformation von der späten Unterkreide bis ins frühe Paläogen (Froitzheim et al., 1994; Ring et al., 1989) mit der penninischen Subduktionszone in Verbindung stehen. Während für die frühe Deformationsphase im zentralalpinen Raum östlich des Tauernfensters und am Westrand der Ostalpen ein großer Datensatz besteht, ist die frühe kinematische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen weniger gut belegt. In den westlichen NKA sind eindeutige Hinweise auf eine frühe W bis NW gerichtete Kontraktion eher selten und auf höhere Struktureinheiten beschränkt (Auer, 2001). So zeigen kinematische Indikatoren im Liegenden der Inntaldecke einen NW gerichteten Deckentransport (Linzer et al., 1995; May, 1998) an, und NW-SE bis WNW-ESE orientierte dextrale Blattverschiebungen werden als Hinweis auf NW gerichtete Kontraktion interpretiert (Linzer, 1989; Linzer et al., 1995; Eisbacher & Brandner, 1996). Problematisch ist allerdings das Alter dieser Blattverschiebungen, die nicht direkt datierbar, z.T. aber durch den Versatz von Gosau-Gruppe als jüngere oder reaktivierte Strukturen belegt sind (Linzer et al., 1995; Ortner, 2000). Des Weiteren wird auch ein junges, miozänes Alter der Blattverschiebungen infolge der Überschiebung des Ötztal-Kristallins diskutiert (Ferreiro-Mählmann & Morlock, 1992). Für eine N gerichtete Kontraktionsphase sprechen folgende Verhältnisse:

1. Die Anordnung und Geometrie der Deckeneinheiten mit offensichtlich E-W bis ENE-WSW orientierten Falten.
2. Die Überschiebungsfläche zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone streicht auch nach der Retrodeformation neogener Blattverschiebungen auf einer Länge von mind. 250 km konstant E-W (Frisch et al., 1998). An der nördlichen Deckenbasis tritt kein Grundgebirge zutage, was nach Frisch et al. (1998) bei einer W bis NW gerichteten Deckenstapelung eigentlich erwartet werden müsste.
3. Die Verteilung von Faziesausbildungen der Raibl-Formation in der Lechtaldecke und der Inntaldecke lassen auf eine paläogeographische Position der Inntaldecke südlich ihrer heutigen Lage schließen (Schweizer, 1990), wobei allerdings auch eine heteroaxiale Bewegung zu diesem Gesamtbewegungsvektor geführt haben könnte (Eisbacher & Brandner, 1996).
4. Mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen konnte für die meisten Strukturen in den NKA, die eine W bis NW gerichtete Deckenbewegung vermuten lassen, ein Einklang zwischen struktureller und magnetischer Abweichung nachgewiesen werden (Channel et al., 1992; Rofan: Wächter, 1987).

Auch die struktureologischen und seismischen Untersuchungen im Bereich der Salzachstörung zeigen eine vorwiegend N gerichtete frühe Kompressionsphase an. Diese führte zur Bildung von E-W streichenden Falten und begann wahrscheinlich Anfang Kreide infolge der fortschreitenden Subduktion des Meliata-Ozeans. Anhaltende N-S Kompression führte spätestens ab Alb zur Bildung von Decken in den NKA. Die invers liegenden Schichten der ASM deuten auf eine Entstehung aus dem liegenden Schenkel einer überkippten Falte, was nur in einem fortgeschrittenen Stadium der N-S Kompression möglich war, und wurden, wie die Paläostressanalysen und die Untersuchung von Calcitzwillingen zeigen, nach NW über die bereits gebildeten E-W streichenden Falten geschoben. Da zwischen Oberkreide und Eozän in den Nördlichen Kalkalpen eine nur sehr geringe tektonische Aktivität festgestellt wurde, müsste die Überschiebung der ASM noch in der Oberkreide stattgefunden haben. Diese Annahme wird dadurch begründet, dass nach der Überschiebung die N-Kompression anhielt, was in den NKA nur bis Oligozän möglich war. Da aber die Überschiebung des europäischen Schelfs durch die Nördlichen Kalkalpen infolge der Heraushebung des Tauernfensters zwischen Miozän und Oligozän in N- bis NE-Richtung stattfand, ist die Bildung der ASM mit NW gerichteter Bewegung während dieser Entwicklungsphase eher unwahrscheinlich. Diese Tatsachen sprechen gegen eine Bildung der ASM im späten Oligozän oder Anfang Miozän, wie sie von Spieler & Brandner (1989) und Auer (2001) vorgeschlagen wird. Auch eine pop-up-Geometrie des Gufferts, und die damit verbundene NW-Bewegung wie von Auer (2001) beschrieben, kann durch die vorliegenden seismischen Profile nicht bestätigt werden. Stattdessen scheint die ASM eine sehr oberflächennahe Struktur zu sein, die sich aus einer E-W streichenden überkippten Falte durch Rotation zwischen einer sinistralen Störung im Westen und einer dextralen Störung östlich davon gebildet hat. Dieses Ergebnis wird sowohl durch die Seismik als auch durch die Tatsache, dass die Störungen in den NKA meist nicht bis in tiefere Deckenteile reichen, sondern nur oberflächennahe Strukturen sind, untermauert. Auch das identische Streichen und Einfallen von inversen und aufrecht lagernden Schichten nahe der Überschiebungsfläche kann als Beweis einer oberflächennahen Struktur herangezogen werden. Die Paläostressanalysen und die Untersuchung von Calcitzwillingen zeigen, dass nach der NW gerichteten Bewegung eine NE gerichtete Bewegung erfolgte, die im Osten der ASM größer war als im Westen und durch die sinistralen Störungen (Tuschberg-, Elendalm- und Wachtelstörung) und Überschiebungen im östlichen Bereich der ASM hervorgerufen werden konnte. Durch die Calcitzwillinge konnte ebenfalls nachgewiesen werden, dass die oben genannte Bewegungsabfolge die letzte wesentliche Deformation entlang der Überschiebungsfläche der ASM war. Ein Modell zur Entstehung der ASM wird in Abbildung 47 dargestellt. Dieses Modell geht von folgenden Annahmen aus:

1. Die ASM ist eine oberflächennahe Struktur.
2. Die ASM entstand durch die NW-Bewegung einer überkippten Falte, die zwischen einer sinistralen Störung im Westen und einer dextralen Störung im Osten im Gegenuhrzeigersinn während N-S Kompression in der Oberkreide gedreht wurde.
3. Die N gerichtete Bewegung war im Westen größer als im Osten

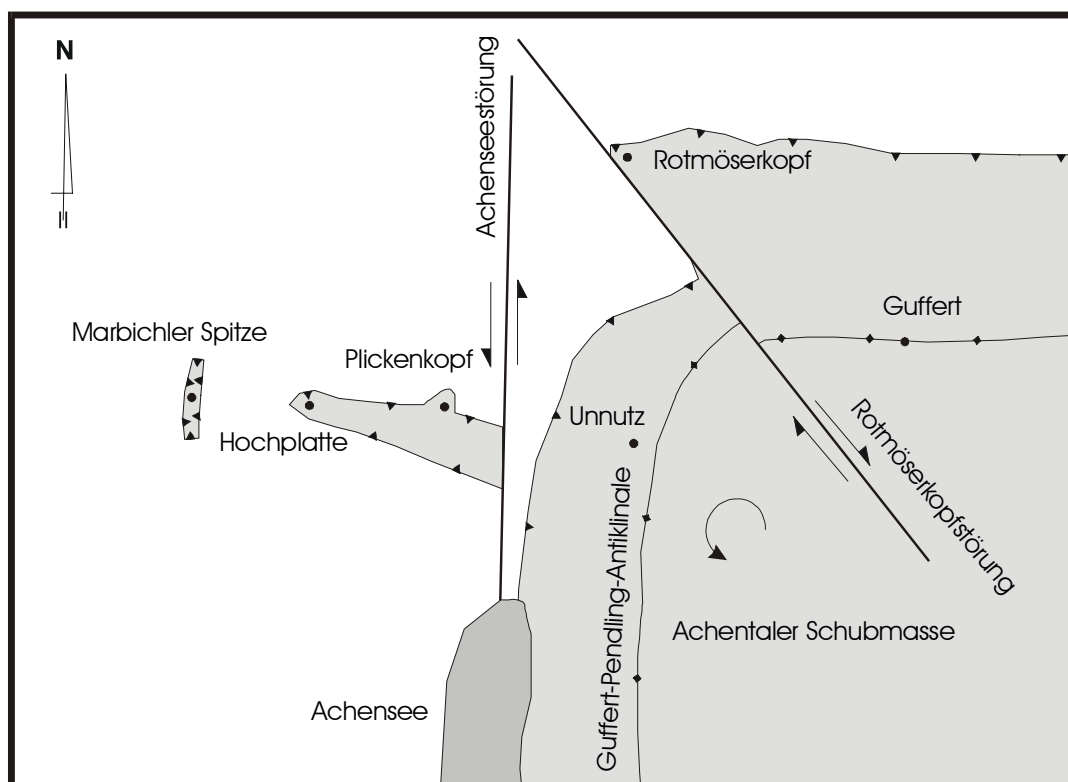


Abbildung 47. Modell zur Entstehung der Achantaler Schubmasse

Anhand dieses Modells entstand die ASM durch die NW-Bewegung einer E-W streichenden überkippten Falte zwischen der dextralen Rotmöserkopfstörung und der sinistralen Achenseestörung, was zu einer Aufspaltung der Bewegung in eine Gegenuhrzeigersinn-Rotation und zu einer NW Bewegung führte. Wegen der überkippten Lagerung werden die Schichten der Unnutz-Antiklinale nach N zu jünger, wodurch der Eindruck einer sinistralen Bewegung entsteht. Die Heraushebung des westlichen Teils der Achenseestörung führte schließlich zu der Erosion des hangenden Schenkels, so dass gegenwärtig nur die inversen Schichten des liegenden Schenkels aufgeschlossen sind. Eine vertikale Komponente der Achenseestörung kann sowohl durch die seismischen Daten als auch durch das Fehlen der jungen Teile der Thiersee-Mulde westlich von Achenwald nachgewiesen werden. Der vertikale Versatz kann dabei entweder während der ab Miozän stattfindenden NE Bewegung infolge der lateralen Extrusion der Ostalpen durch Abschiebung des östlichen Teils entstanden sein oder durch die Ende Miozän auftretende E-W Kompression durch Heraushebung des westlichen Teils. Da es aber im untersuchten Gebiet nur Beweise für eine E-W-Kompression gibt, wird die zweite Möglichkeit als die wahrscheinlichere angenommen. Nach der N-Kompression begann, wie die Untersuchungen der Harnischflächen und der darauf sich befindenden Strömungen zeigen, ab Oligozän eine Phase mit NE gerichteter Kompression, die zur Bildung der NW-SE streichenden Falten und der NE-SW streichenden sinistralen Störungen führte. Diese Annahme konnte aber nicht eindeutig nachgewiesen werden. Ab Miozän änderte sich die Beanspruchung in eine E-W-Extension, die jedoch nur einen sehr geringen Einfluss auf die Strukturen im untersuchten Gebiet hatte und nur lokal nachzuweisen ist. Ende Miozän trat schließlich infolge des Stillstandes der Ostkarpaten-Subduktion eine E-W-Kompression ein, die zur Bildung von ENE-WSW und ESE-WNW streichenden Störungen mit keinem oder nur sehr geringem Versatz und teilweise zu einer Inversion in der Bewegungsrichtung der NW-SE und NE-SW streichenden Störungen führte. Inwieweit die Richtungsänderungen des Deformationsellipsoides reell sind oder zum Teil auf zwischenzeitliche paläomagnetische Drehungen zurückgehen, müsste noch untersucht werden.

2.8. Geodynamisches Modell

Perm: Gebiet unterliegt einer N-S Extension, die zur Bildung von Halbgräben führt. Diese werden mit Sedimenten aufgefüllt, was zu einem Reliefausgleich führt.

Trias: Anfang Trias bildet sich im Bereich der heutigen Achantaler Schubmasse ein E-W streichender Plattform-Becken-Übergang, wobei der südliche Teil des Gebietes absinkt und es zur Ablagerung des Wettersteinkalkes kommt. Das Gebiet liegt im NW des Hallstatt-Ozeans, der sich nördlich des Meliata-Ozeans befindet. Nach einer kurzen Regression im Karn mit Ablagerung der Raibler Schichten kommt es ab Nor zu einer erneuten Transgression, die zur Ablagerung des Hauptdolomites führt. Ab Rät entwickelt sich eine stärkere tektonische Aktivität mit Bildung von E-W streichenden Abschiebungen. Auch die N-S streichende Achenseestörung entsteht jetzt.

Jura: N-S Extension setzt sich fort, was auch zur Absenkung des nördlichen Teils des Gebietes führt. Im Norden breitet sich der penninische Ozean aus. Im Malm wird die maximale Ablagerungstiefe erreicht. Entlang der Achenseestörung beginnt sich der westliche Teil abzusenken. Die Entstehung eines pull-apart-Beckens westlich von Achenkirch wird hier trotz der Oberjura-Mächtigkeiten nicht angenommen. Ende Jura schließt sich der Meliata-Ozean, was aber noch keine Auswirkungen auf das untersuchte Gebiet hat.

Kreide: Nach Ablagerung des Neokom-Mergels im mittleren Alb unterliegt das Gebiet infolge der Schließung des Meliata-Ozeans einer N-S Kompression, was zur Entstehung der E-W streichenden Mulden und Sättel beiträgt. In der Oberkreide kommt es in den gesamten Nördlichen Kalkalpen infolge der beginnenden Subduktion im penninischen Bereich zu einer intensiven Faltung, zu Überschiebungen und Blattverschiebungen. Ende Kreide wird im untersuchten Gebiet durch eine Rotation und NW-Überschiebung die Achantaler Schubmasse gebildet. Nach der Entstehung der Achantaler Schubmasse finden bis ins Eozän im untersuchten Gebiet keine wesentlichen Deformationen statt.

Paläogen: Im Eozän beginnt mit der Heraushebung des Tauernfensters und der damit verbundenen N bis NE gerichteten Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen auf den europäischen Schelf eine neue intensivere Deformationsphase im Bereich der Achantaler Schubmasse. Sowohl die invers als auch die aufrecht liegenden Schichten werden bis Ende Oligozän durch E-W streichende Falten verformt.

Neogen: Anfang Miozän ändert sich durch die Indentation der Ostalpen und die daraus resultierende laterale Extrusion die N gerichtete Kompression in eine NE gerichtete, was im Bereich der Achantaler Schubmasse zur Bildung von NW-SE streichenden Kleinfalten und NE-SW streichenden Blattverschiebungen führte. Mit fortschreitender Extrusion änderte sich die NE-Kompression in eine E-W-Extension, die jedoch nur wenig Einfluss auf die im untersuchten Gebiet vorhandenen Strukturen hatte. Ende Miozän begann durch den Stillstand der Ostkarpaten-Subduktion eine Phase der E-W-Kompression, die wie auch die vorhergehende Phase eine nur untergeordnete Bedeutung für die strukturelle Entwicklung des Gebietes im Einflussbereich der Achantaler Schubmasse hat.

3. Geologisch-tektonische Untersuchungen der Salzachstörung zwischen Gerlosberg und Ronach

3.1. Einführung

Die sinistrale Salzachstörung entstand Anfang bis Mitte Miozän infolge der Indentation der Ostalpen (Kapitel 1.3). Sie ist die nördliche Grenze, entlang der die zentralen Ostalpen nach Osten extrudiert wurden. Nach Vels (1975) wäre aber auch eine Entstehung vor der Deckenüberschiebung des Unterostalpins über die penninischen Einheiten möglich. Der Versatz an der Salzachstörung verringert sich sowohl von West nach Ost als auch von der Oberfläche der Störung in tiefer liegende Bereiche (Wang & Neubauer, 1998). Im Westen beträgt der Versatz mehr als 60 km (Linzer, 1997) und verringert sich auf weniger als 40 km beim Ennstal und 10 km bei der Gesäuse-Störung (Wang & Neubauer, 1998). Wegen des im Vergleich zu der duktilen Verformung in tiefer liegenden Bereichen größeren Versatzes durch spröde Deformation an der Oberfläche der Salzachstörung kam es zu einer Ost-Kippung des Tauernfensters. Im östlichen Teil der Salzachstörung wurde neben der sinistralen eine später auftretende dextrale Bewegung festgestellt, die Wang & Neubauer (1998) auf Ende Miozän datieren. Diese entstand durch die E-W Kompression, die durch den Stillstand der Ostkarpatensubduktion gebildet wurde und durch die N gerichtete Bewegung des Südalpinen Indenters. Im untersuchten Gebiet bildet die Salzachstörung die Grenze zwischen dem Penninikum und den Austroalpinen Schichten, sie ist aber nicht die Deckengrenze, sondern fällt steiler als diese nach N ein. Von den penninischen Schichten ist im Arbeitsgebiet nur der Liegendschenkel einer E-W streichenden Großfalte der Glocknerdecke erhalten. Die Glocknerdecke stammt aus dem südpenninischen Raum und bildet die Suture zwischen der europäischen und der adriatischen Platte. Kurz et al. (1995) beschreiben eine N bis NE gerichtete Bewegung der Glocknerdecke über die Venediger-Decke gleichzeitig oder kurz nach der eklogit- und der blauschieferfaziellen Metamorphose (7-9 kbar, 450 °C, teilweise 15 kbar) und vor dem thermalen Höhepunkt der druckbetonten Regionalmetamorphose von hoher Grünschiefer- bis unterer Amphibolitfazies. Gleichzeitig oder kurz vor dem thermalen Höhepunkt der Regionalmetamorphose änderte sich die Bewegung in eine westgerichtete. Danach folgte die Indentation.

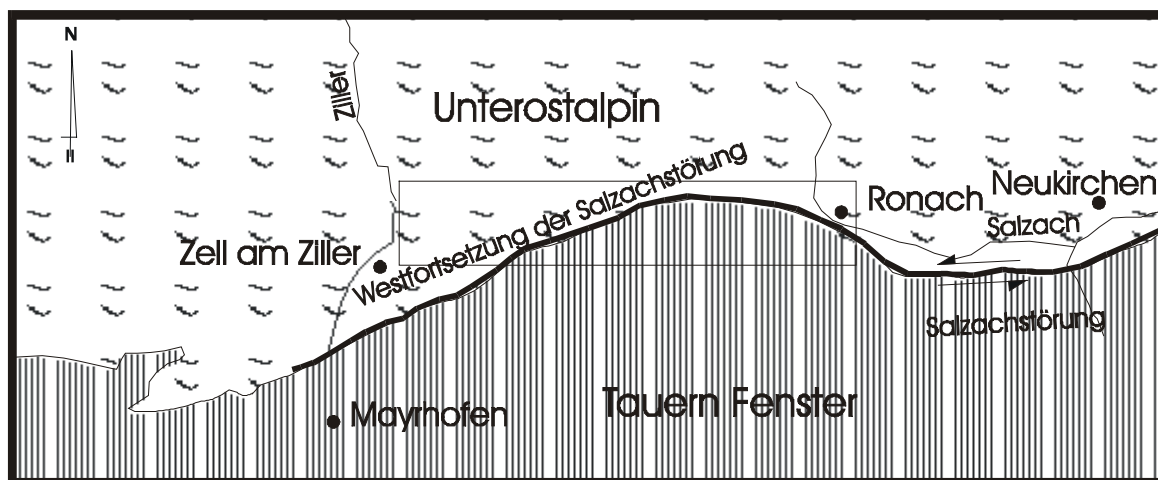


Abbildung 48. Lageskizze des untersuchten Gebietes

3.2. Tektonik

Wie in Kapitel 3.1 beschrieben, ist im Arbeitsgebiet in den penninischen Schichten nur der Liegendschenkel einer E-W streichenden während des Deckentransports gebildeten Großfalte der Glocknerdecke vorhanden. Dieser besteht aus einer gefalteten Abfolge von Gesteinen der Wustkogelserie, Mitteltriaskarbonaten und Bündnerschieferserie (Abbildung 49). Die Falten sind meist südvergent und haben im südlichen Teil einen größeren Öffnungswinkel. Das Faltenscharnier der Großstruktur liegt nach Popp (1984) im nördlichsten der drei Wustkogelzüge. Bis zur Salzachstörung weisen nördlich dieser Linie die Gesteine normale Lagerungsverhältnisse auf. Die penninischen Einheiten streichen im westlichen und mittleren Teil des Gebietes SW-NE und fallen meist nach NW ein. Östlich von Königsleiten ändert sich das Streichen in NW-SE, wobei die Schichten meist nach NE einfallen. Infolge von Deckentransport, Heraushebung des Tauernfensters und später auftretender Bruchtektonik unterlagen die Gesteinseinheiten einer mehrfachen Deformation. Nach Miller et al. (1984) können im untersuchten Gebiet folgende Deformationsabfolgen festgestellt werden:

1. E-W streichende Falten infolge des Deckentransportes, was zur Bildung von liegenden Falten und einer Schieferung subparallel zur Schichtung führte
2. Bildung von westvergenten N-S streichenden Falten, mit meist N einfallenden Faltenachsen
3. Erneute E-W-Faltung, die durch Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte entstand und eine Steilstellung der N-S streichenden Faltenachsen bewirkte
4. Verschuppungen der bisher gebildeten Strukturen durch die Tauernfenster-Aufwölbung, die auch zur Bildung von E-W Falten führte und die Deckengrenzen für Gleitbewegungen neu belebte
5. Spröde Bruchtektonik

Während die erste und dritte Deformation regionale Großstrukturen bildet, haben die zweite und vierte nur eine kleintektonische Bedeutung.

Die im untersuchten Gebiet vorhandenen Störungen sind meist subparallel zum Streichen der Schichten und bilden flach bis mittelsteil einfallende Aufschiebungen. Neben diesen treten auch NNW-SSE streichende dextrale Störungen und NE-SW streichende sinistrale Störungen mit geringem Vertikalversatz auf (Winkelmann, 1992). Die NW-SE und NE-SW streichenden Störungen können bis zu 1 km Horizontalversatz haben (Rydval, 1993) und durchsetzen oft die erstgenannten Störungssysteme.

Nördlich der Salzachstörung ist der unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllit aufgeschlossen. Dieser streicht im gesamten Gebiet NW-SE und fällt flach bis mittelsteil nach NE ein. Nach Vels (1975) können im Innsbrucker Quarzphyllit drei alpidische Verformungsabfolgen festgestellt werden, die von einer ostwärts-Bewegung abgelöst wurden. Die drei Deformationsphasen des Innsbrucker Quarzphyllites sind:

1. Bildung von ESE-WNW streichenden meist südvergenten Falten mit nach W abtauchenden B-Achsen.
2. Faltung mit ENE-WSW streichenden Faltenachsen, die sowohl nach E als auch nach W abtauchen können.
3. Entstehung von W-E streichenden Falten im Dezimeter- bis Meter-Bereich.

Wie auch in den penninischen Schichten finden sich im Unterostalpin sinistrale NE-SW und dextrale NW-SE streichende Störungen.

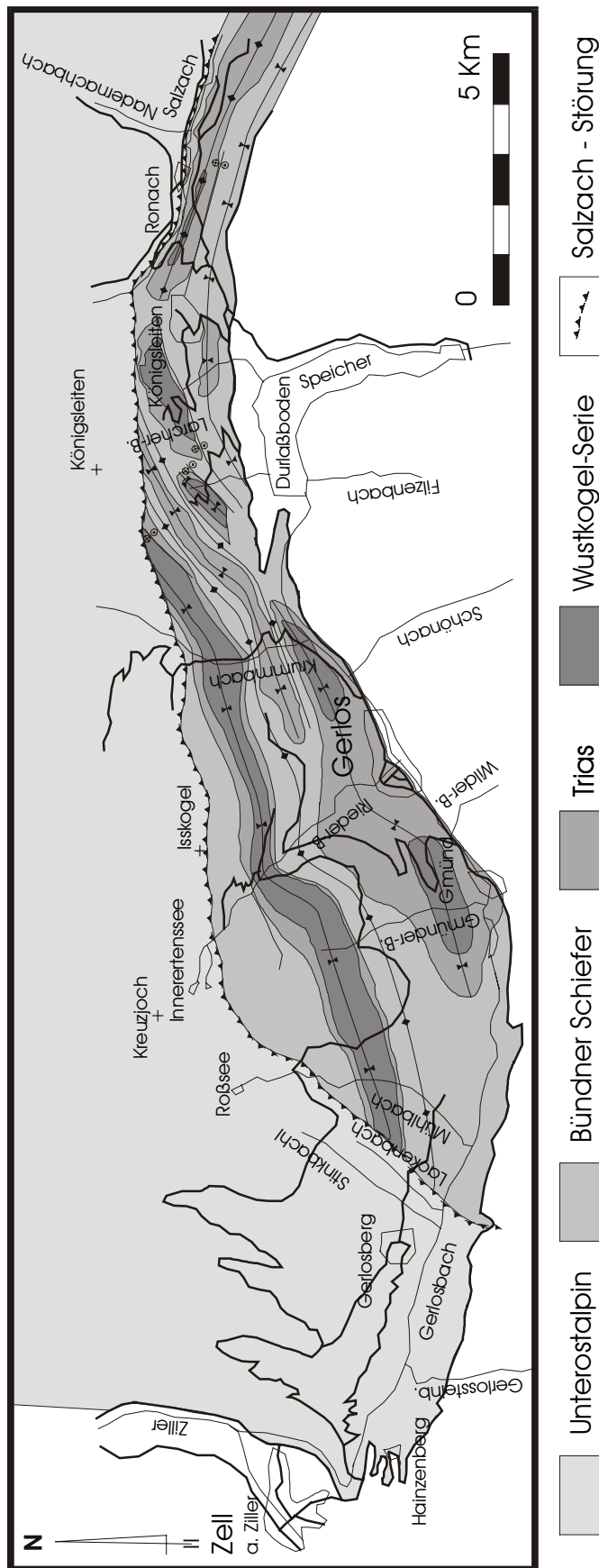


Abbildung 49. Geologische Karte des untersuchten Gebietes. Nach Keppler (1991), Klemm (1992), Rydval (1993), Veit (1993), Vogelgsang (1992), Winkelmann (1992)

3.3. Paläostressanalysen

3.3.1. Datenaufnahme

Im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung zwischen Ronach und Gerlosberg wurden zur Bestimmung der Paläostressfelder in 33 Aufschlüssen 1177 Datensätze aufgenommen (Abbildung 52). Der Inhalt dieser Datensätze sowie die zur Bestimmung der Paläostress-Hauptspannungsachsen verwendeten Methoden sind in den Kapitel 2.3.2 und 2.3.3 beschrieben.

3.3.2. Ergebnisse

3.3.2.1. Kinematik

Um eine überschaubare Präsentation der aufgenommenen Daten zu ermöglichen, wurden die zwischen Ronach und Gerlosberg eingemessenen Harnischflächen und -striemungen in vier Unterbereiche eingeteilt:

1. Erster Bereich (östlich von Königsleiten)

Die meisten Harnischflächen in diesem Bereich wurden entlang der Salzach und südlich davon eingemessen (Abbildung 53). Sie streichen vorwiegend NW-SE und fallen steil (60° - 80°) nach SW oder NE ein. Auf ihnen sind flach nach NW oder SE einfallende Striemungen zu finden. Die Einfallwerte der Striemungen liegen zwischen 5° und 20° . Untergeordnet treten auch NE-SW streichende und steil nach NW einfallende Störungen mit flach nach NE oder SW einfallenden Lineationen auf. (Abbildung 50).



Abbildung 50. NE-SW streichende und steil nach NW einfallende Harnischflächen mit flach nach SW einfallenden Striemungen

2. Zweiter Bereich (zwischen Krumbach und westlich des Rieder Baches)

Entlang des Krumbachs und nördlich von Gmünd streichen die Harnischflächen vorwiegend NE-SW und fallen meist steil nach NW ein (Abbildung 54). Die Striemungen fallen mit (5° - 20°) nach SW oder NE ein (Abbildung 51).



Abbildung 51. NE-SW streichende Harnischflächen mit flach SW einfallenden Striemungen

3. Dritter Bereich (westlich des Gmünder Baches bis zum Mühlbach)

Im östlichen und westlichen Teil dieses Gebietes (Abbildung 55) wurden vorwiegend NW-SE bis N-S streichende und steil (70° - 80°) nach SW bis W einfallende Harnischflächen eingemessen mit 30° - 50° nach SE bis S einfallenden Lineationen. Im südlichen Teil treten NE-SW streichende und steil nach NW einfallende Harnischflächen mit meist flach (10° - 30°) nach SW einfallenden Harnischstriemungen auf.

4. Vierter Bereich (westlich des Mühlbaches)

Im vierten Bereich (Abbildung 56) kommen fast ausschließlich NE-SW streichende steil (65° - 80°) nach NW einfallende Harnischflächen mit flachen (10° - 25°) SW einfallenden Striemungen vor.

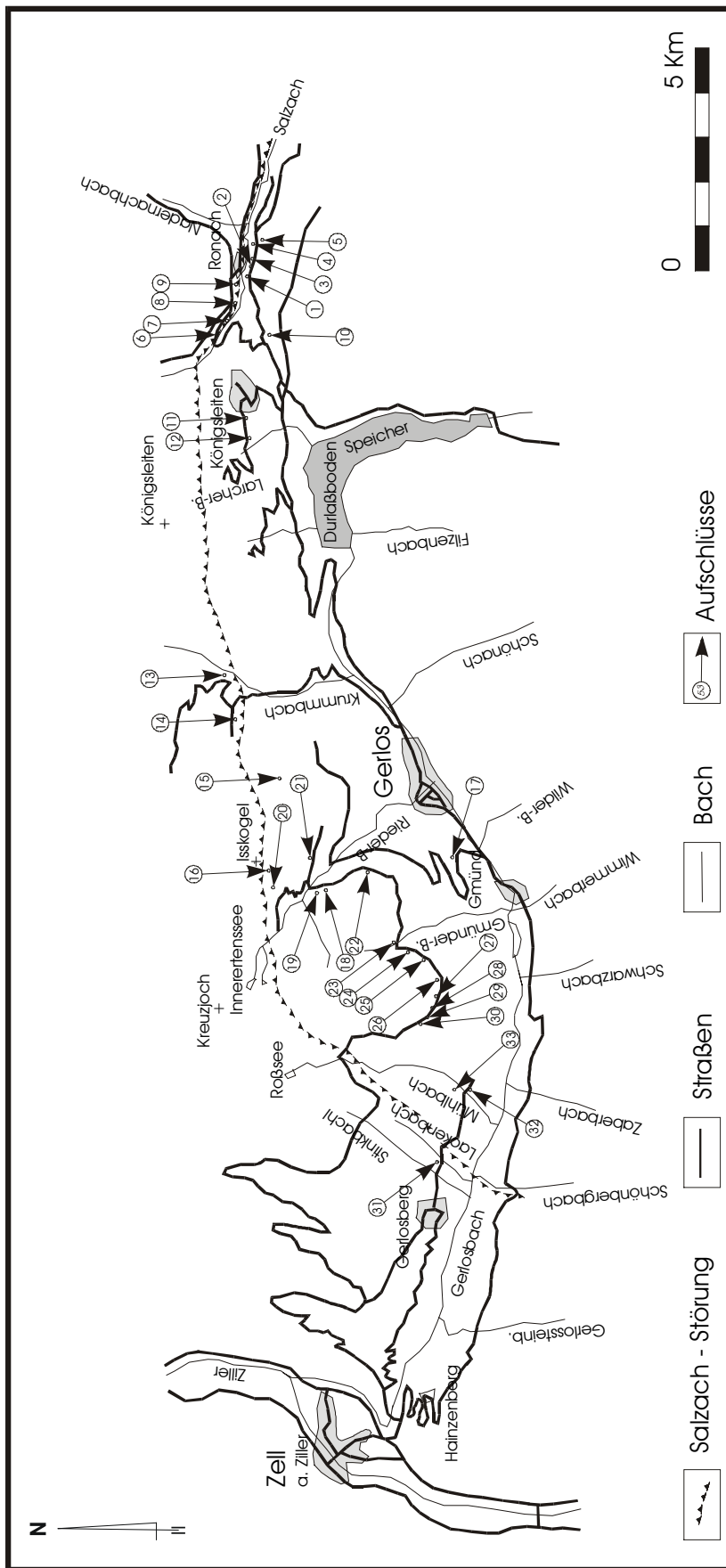


Abbildung 52. Lage der Aufschlüsse entlang der Westfortsetzung der Salzachstörung

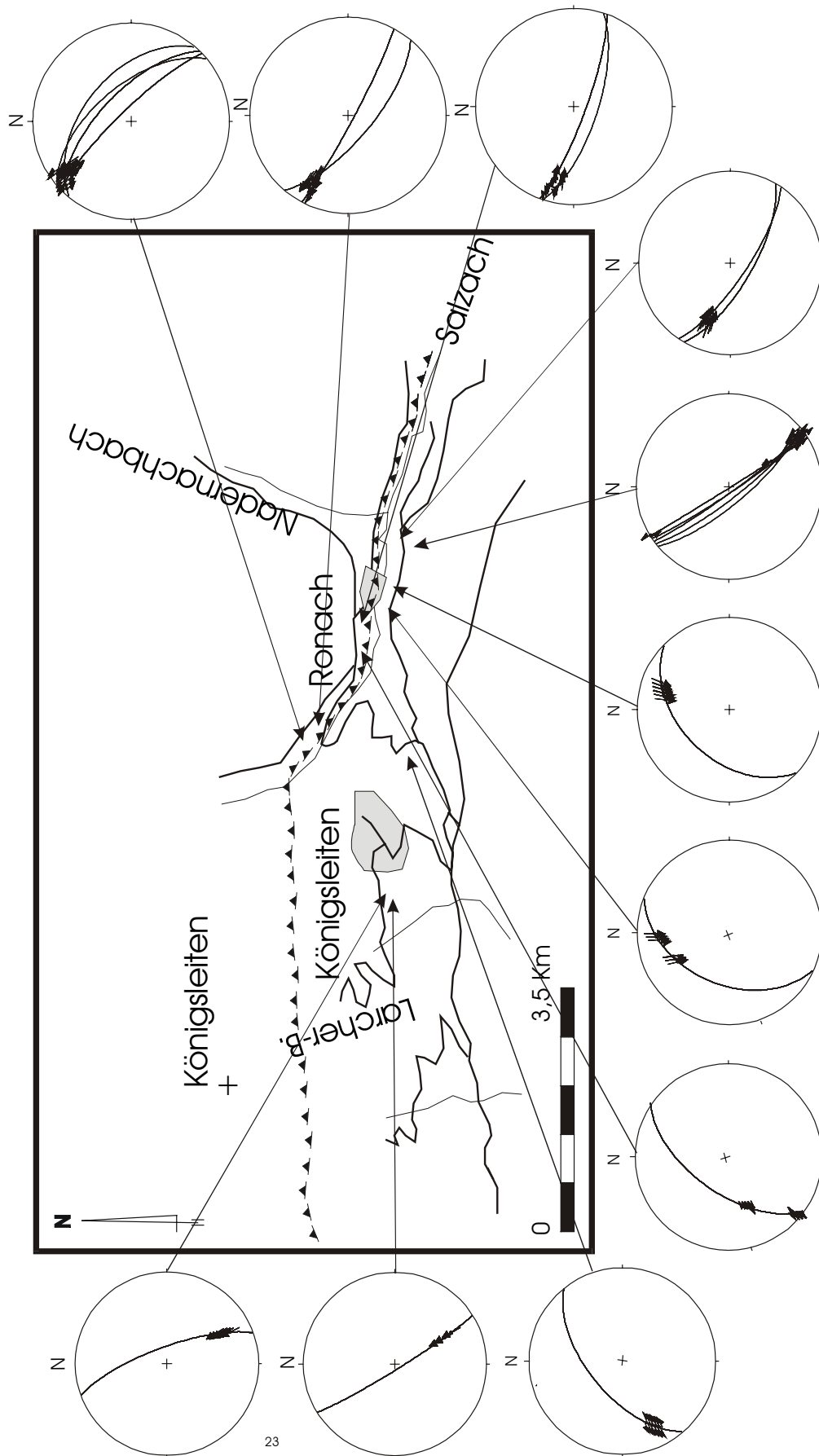


Abbildung 53. Harnischflächen und Strömungen östlich von Königsleitener

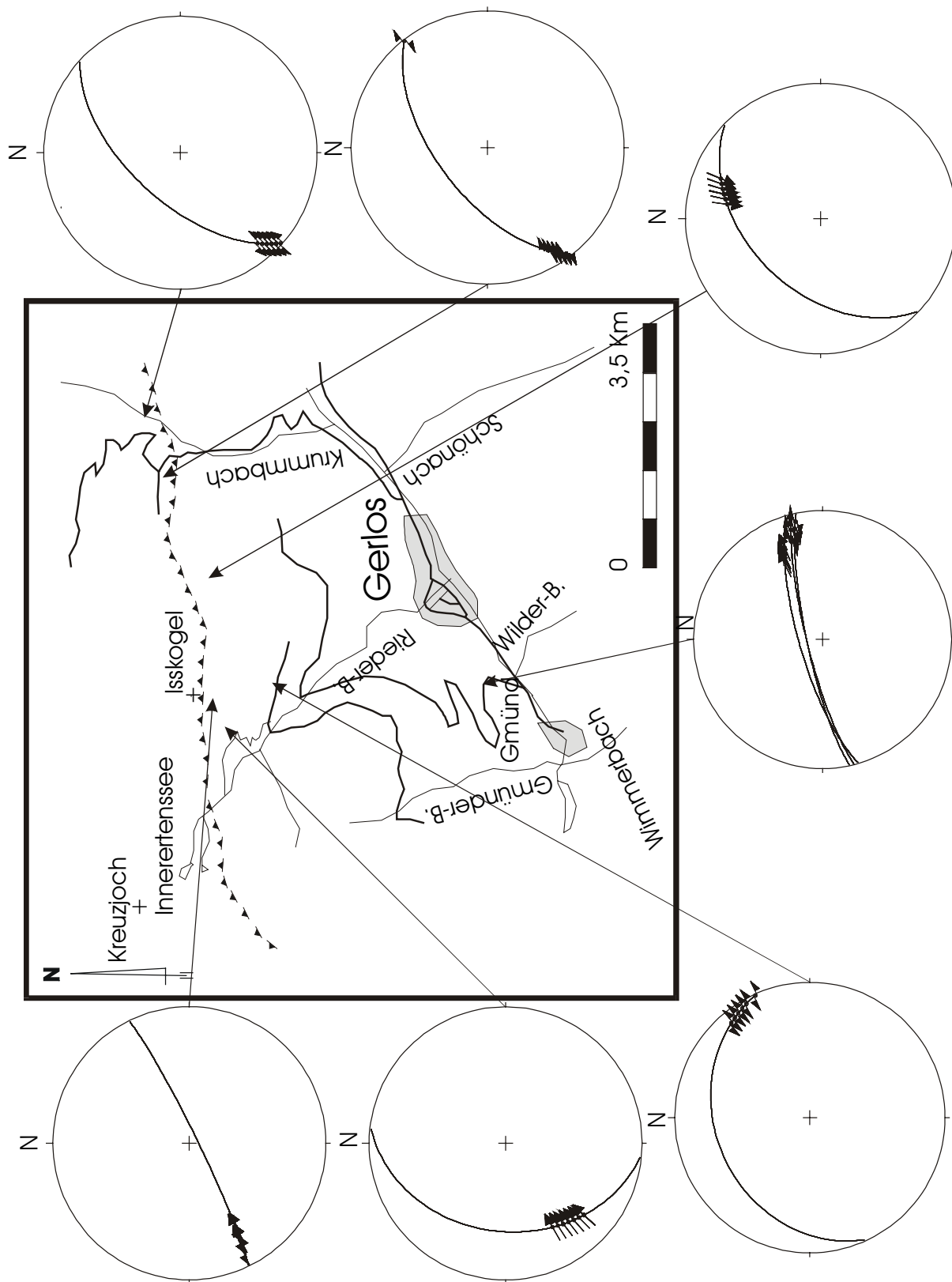


Abbildung 54. Harnischflächen und Striemungen zwischen Krumbach und Riederbach

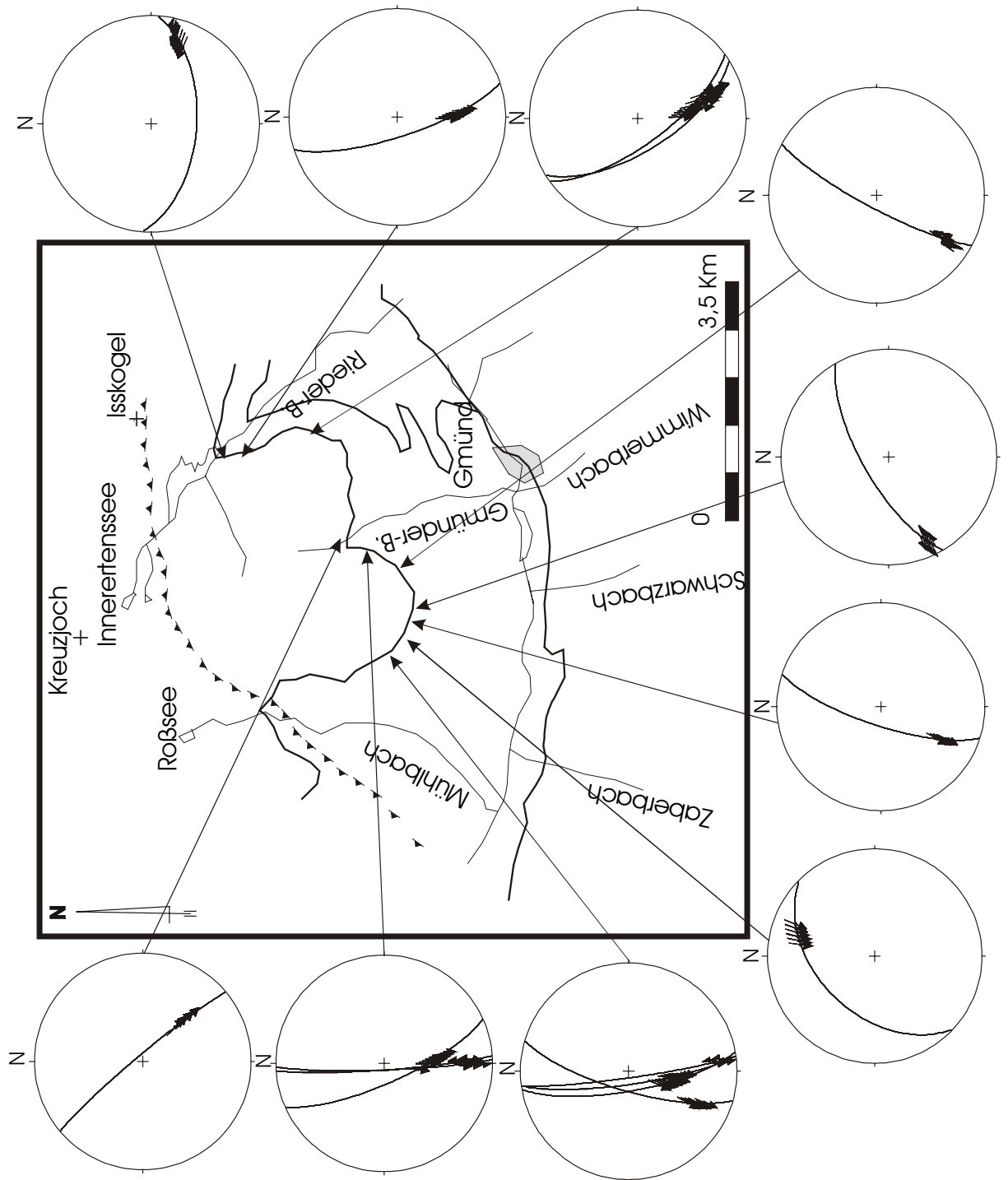


Abbildung 55. Harnischflächen und Strömungen zwischen Gmünder- und Mühlbach

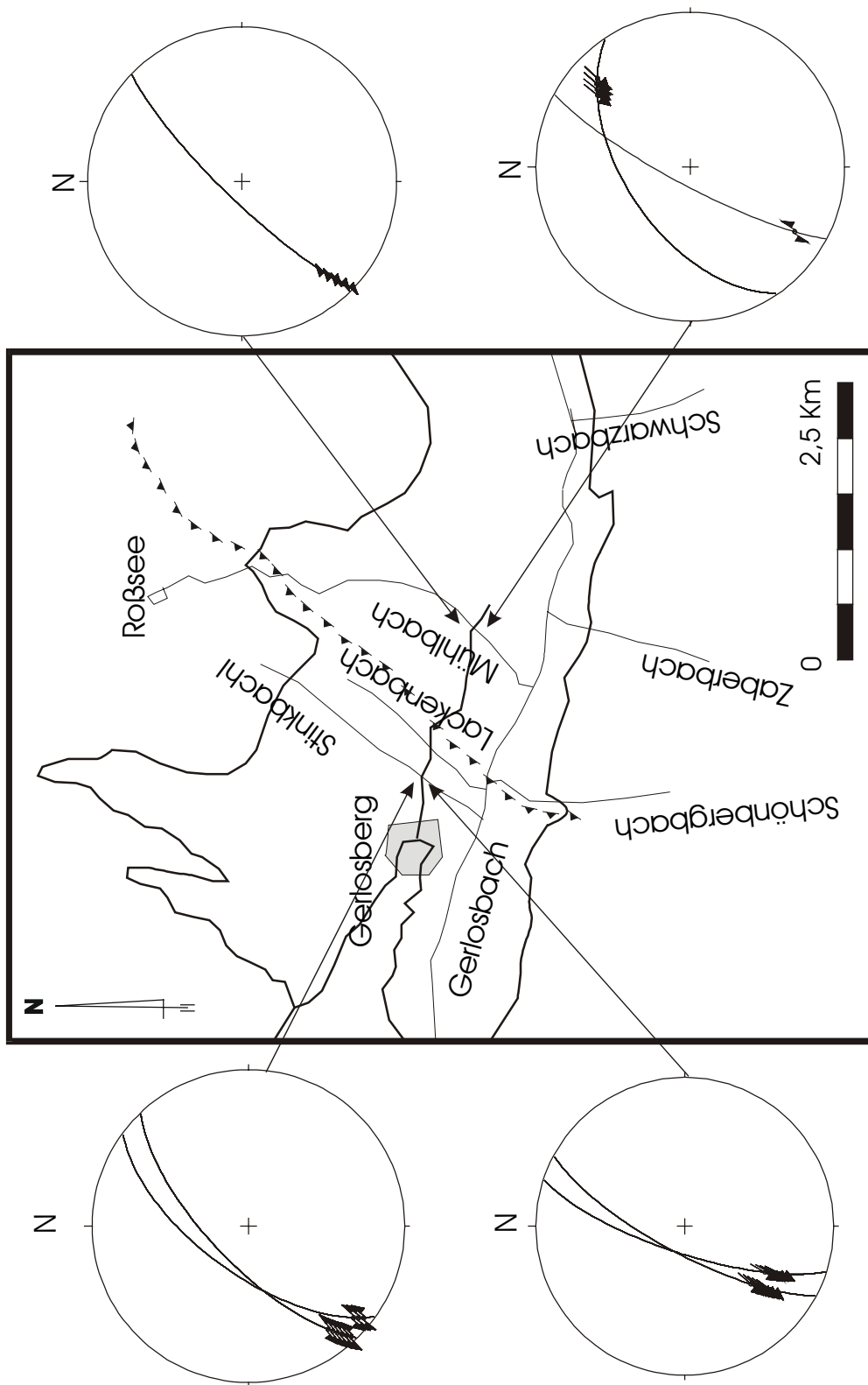


Abbildung 56. Harnischflächen und Strömungen westlich des Mühlbaches

3.3.2.2. *Dynamik*

Die aus den homogenen Datensätzen der oben beschriebenen Verformungsphasen mit Hilfe des Programmes Turner berechneten P-T-Achsen wurden in vier Gruppen (Tensoren) eingeteilt. Beginnend mit der ältesten sind diese in ihrer Altersreihenfolge:

1. P subhorizontal NW-SE bis N-S und T subvertikal,
2. P subhorizontal NNE-SSW und T subhorizontal ESE-WNW,
3. P subhorizontal NE-SW und T subhorizontal NW-SE,
4. P subhorizontal E-W und T subhorizontal N-S.

Der erste Tensor wurde aus NE-SW streichenden und vorwiegend nach NW einfallenden Harnischflächen im östlichen Teil des Gebietes berechnet (Abbildung 57).

Der zweite Tensor ist meist im westlichen Teil des Gebietes anzutreffen (Abbildung 58). Die zu diesem Tensor gehörenden Harnischflächen streichen NE-SW und fallen meist steil nach NW ein. Die Striemungen dieser Harnischflächen fallen flach nach SW ein.

Der dritte Tensor wurde im gesamten Gebiet an NE-SW streichenden und steil nach NW einfallenden Harnischflächen eingemessen (Abbildung 59).

Wie auch beim dritten Tensor sind die Harnischflächen, aus denen die vierte Tensorgruppe berechnet wurde, im gesamten Gebiet vorhanden (Abbildung 60). Sie streichen NW-SE und fallen steil nach SW ein.

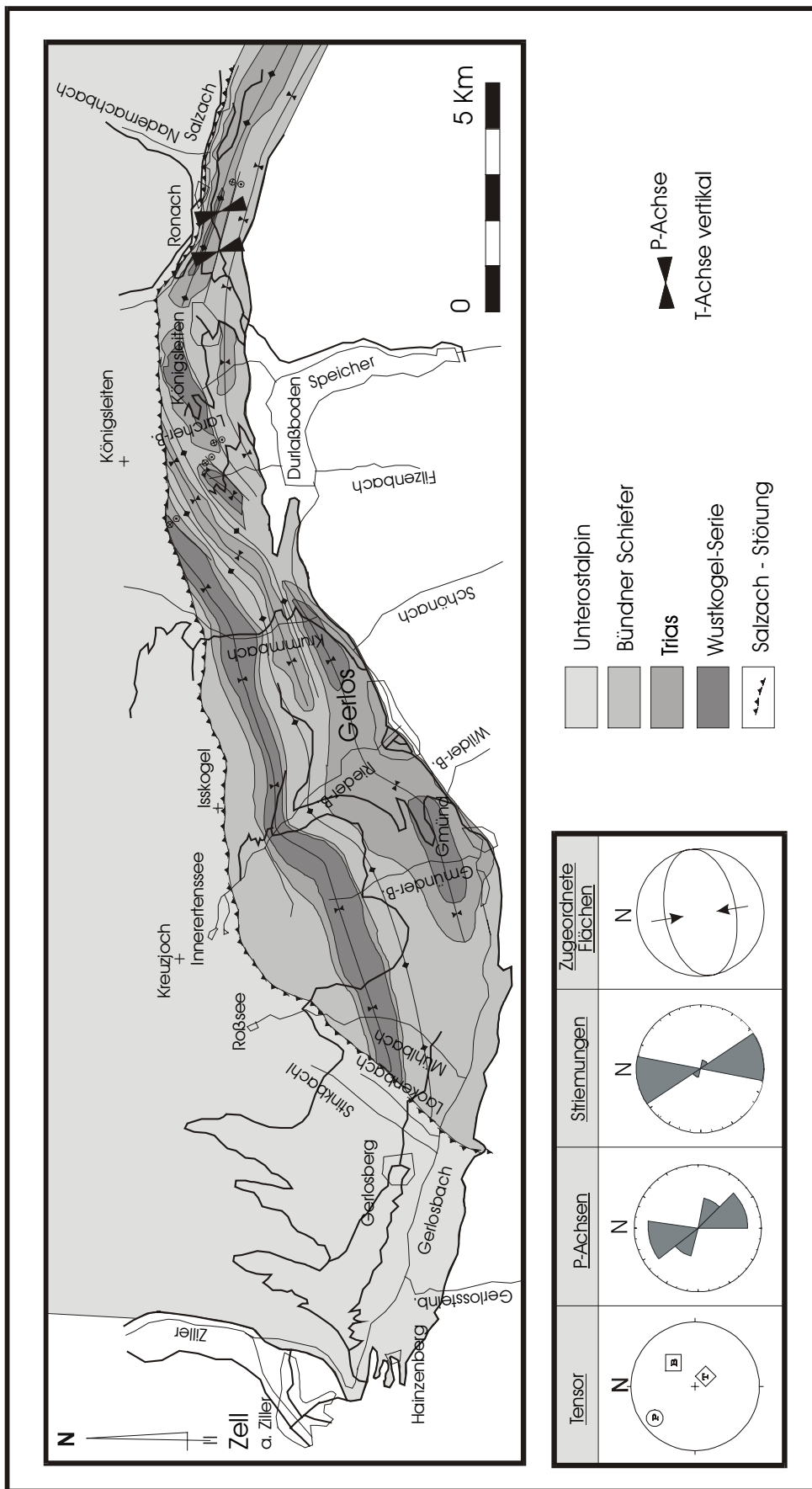


Abbildung 57. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des ersten Tensors geführt haben

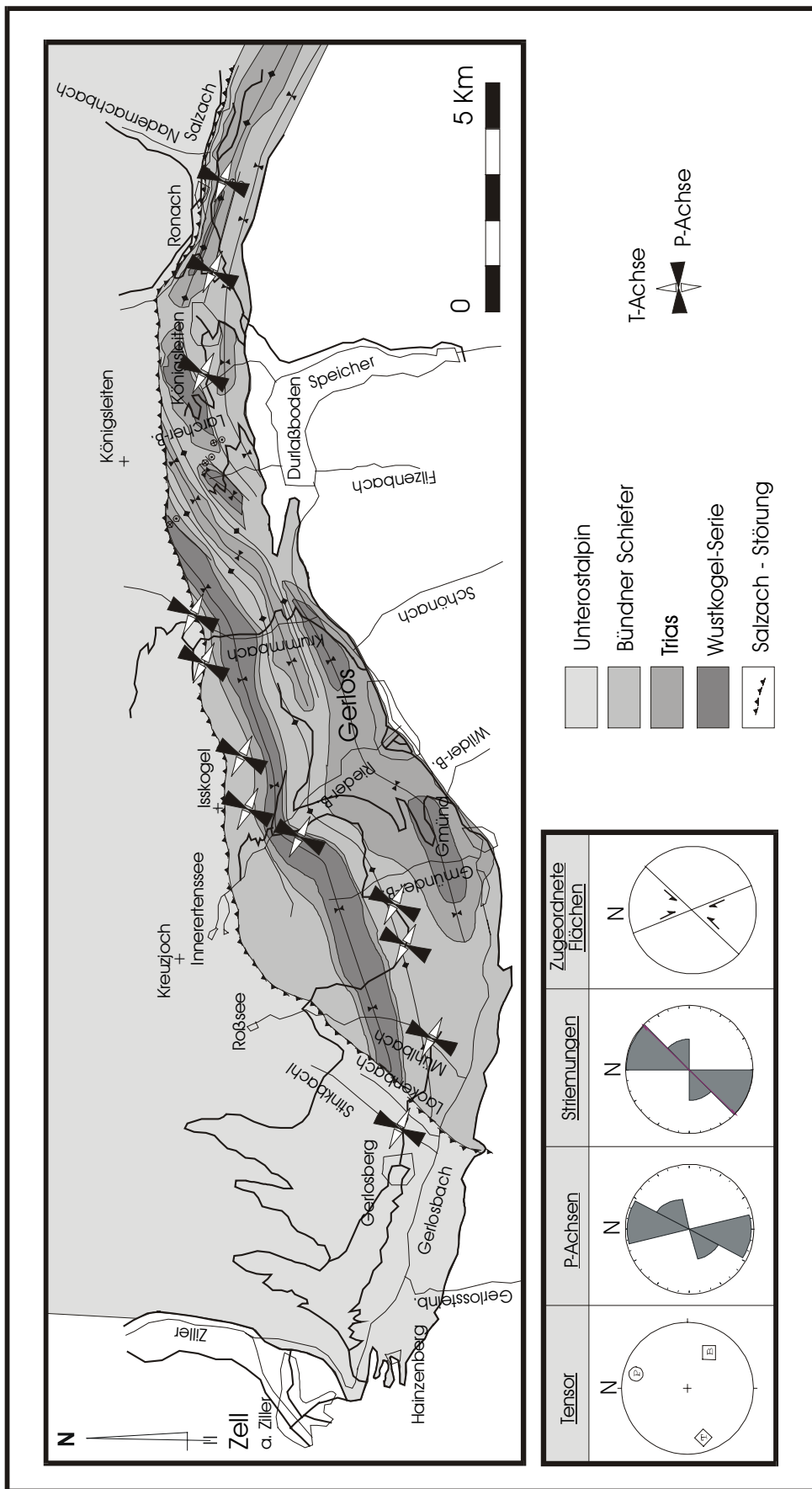


Abbildung 58. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des zweiten Tensors geführt haben

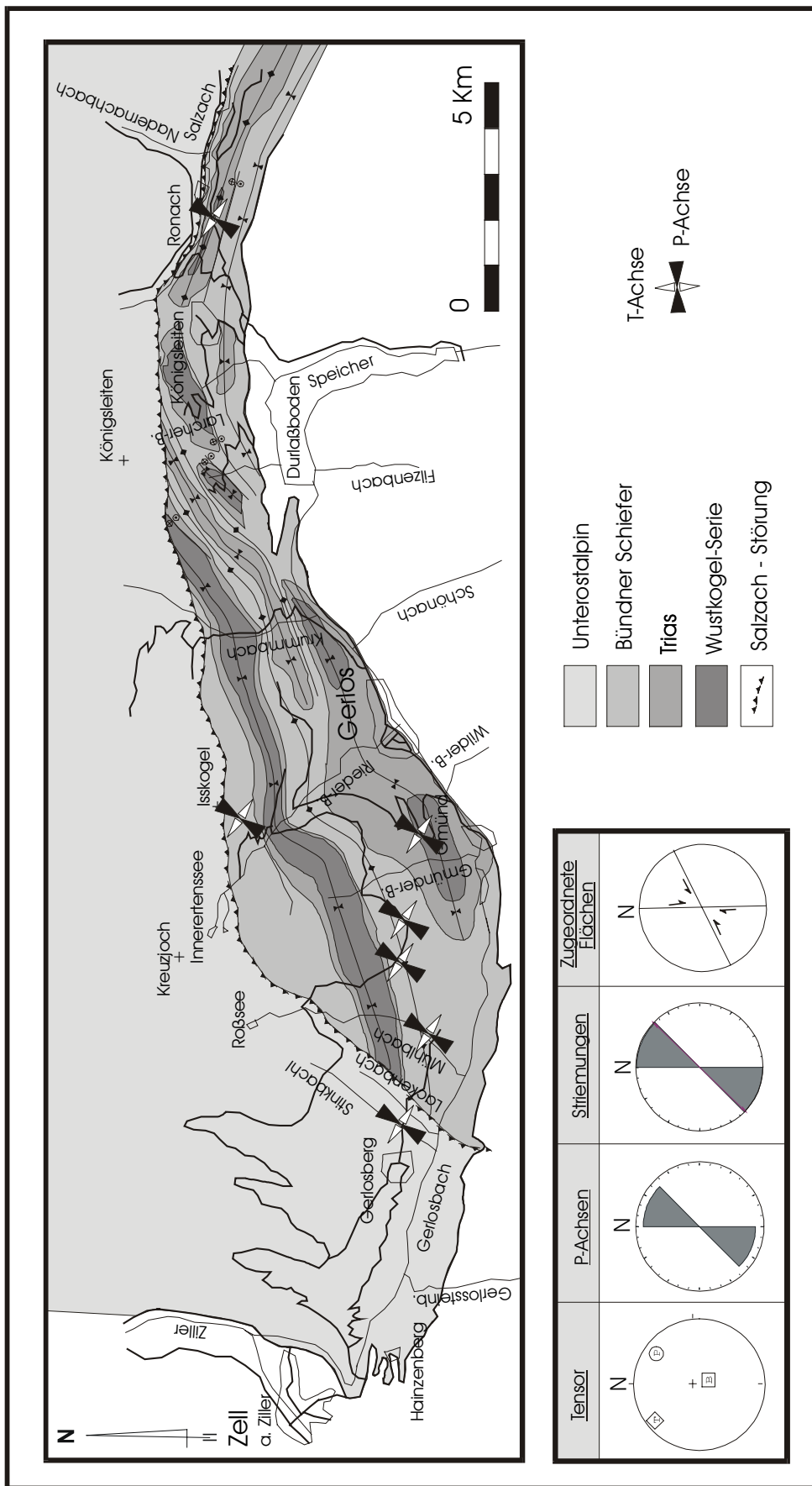


Abbildung 59. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des dritten Tensors geführt haben

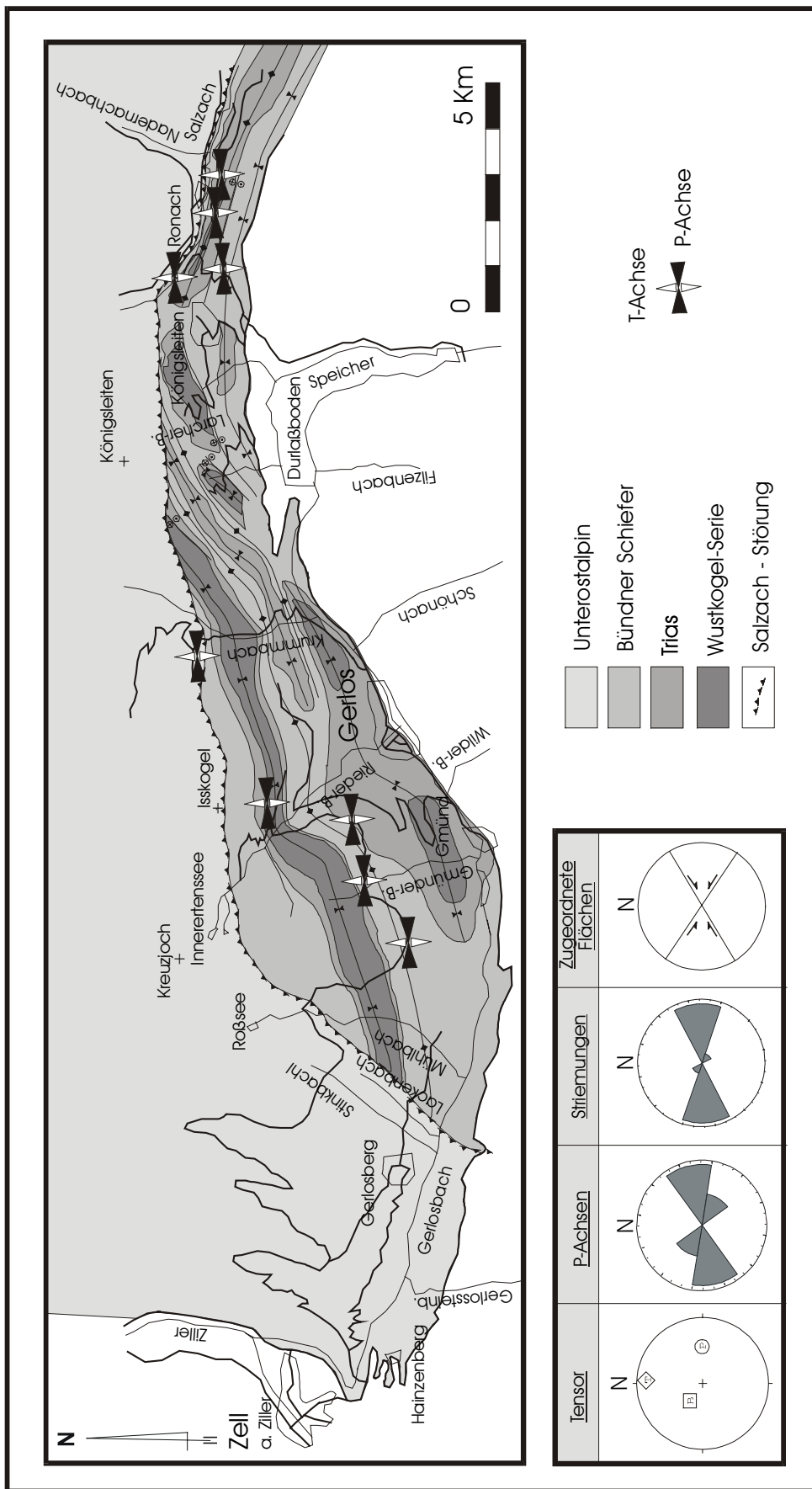


Abbildung 60. Lage und Art der Datensätze, die zur Berechnung des vierten Tensors geführt haben

3.3.3. Interpretation der Ergebnisse

Die Ergebnisse der paläostress - und struktureologischen Untersuchungen zwischen Ronach und Gerlosberg wurden in der Unterscheidungsmatrix (Abbildung 61) zusammengefasst und ergaben vier Deformationsabfolgen.

		Älter			
		S1	S2	S3	S4
Jünger	S1		1		
	S2	2			1
	S3	1	1		
	S4	1	1	2	

Abbildung 61. Unterscheidungsmatrix für die Westfortsetzung der Salzachstörung

Diese sind:

1. N gerichtete Kompression

Die lang andauernde erste Phase führte zur Bildung von Falten mit E-W streichenden Faltenachsen und NW-SE streichenden Störungen. Die Falten treten sowohl in den penninischen Schichten als auch in dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit auf und sind vorwiegend südvergent. Dass beide Einheiten davon betroffen sind, zeigt, dass es sich dabei nicht um ein regionales Problem handelt, sondern wahrscheinlich die gesamten westlichen Ostalpen betraf. Die Harnischflächen, die dieser Entwicklungsphase zugeordnet wurden streichen NE-SW. Die NE-SW streichenden und mittelsteil nach NW einfallenden Harnischflächen zeigen NW bis NNW einfallende Strömungen. Diese Phase umfasst die ersten vier von Miller et al. (1984) beschriebenen Deformationsabfolgen und die von Vels (1975) in der Randphyllitzone gefundenen drei alpidischen Deformationsphasen. Gegen Ende dieser Phase bildete sich auch die sinistrale Salzachstörung.

2. NNE gerichtete Kompression

Die zweite Phase führte zur Fortsetzung der sinistralen Bewegungsrichtung an der Salzachstörung und wahrscheinlich zu ersten geringen Rotationen der Faltenachsen. Nachweise dieser frühen Phase der Salzachstörung sind im untersuchten Gebiet in einem viel geringeren Umfang als bei der ersten Phase vorhanden. Die Harnischflächen dieser Phase streichen NE-SW, fallen steil nach NW ein und haben meist flach nach SW einfallende Strömungen.

3. NE Kompression

Wahrscheinlich dauerte diese Periode in der Entwicklung der Salzachstörung nur eine sehr geringe Zeit und wird deshalb nur als Übergangsphase zwischen der zweiten und vierten Deformationsabfolge betrachtet. Die Harnischflächen, die dieser Deformationsphase zugeordnet werden streichen ähnlich wie die der zweiten Phase, sind aber im Vergleich zu dieser mit 15° bis 20° im Uhrzeigersinn gedreht.

4. E-W gerichtete Kompression

Die während der letzten Deformationsabfolge gebildeten Harnischflächen mit flach nach WNW oder WSW einfallenden Strömungen streichen WSW bis SW und WNW bis NW und fallen steil nach SE oder SW ein. Die letzte Deformationsabfolge führte zu einer Extension und Bruchtektonik im untersuchten Gebiet. Die E-W gerichtete Extension kann sowohl im Unterostalpin (Vels, 1975) als auch in den penninischen Schichten (Miller et al., 1984) nachgewiesen werden.

Die Betrachtung sämtlicher eingemessener Harnischflächen (Abbildung 62) zeigt, dass diese vorwiegend während der zweiten bis vierten Deformationsphase gebildet wurden. Nur untergeordnet sind auch Harnischflächen der ersten eingemessen worden. Auffallend ist auch, dass im Vergleich zu der Achentaler Schubmasse vorwiegend steil einfallende Harnischflächen entstanden sind.

Die im Bereich der Salzachstörung eingemessenen Harnischflächen lassen sich in zwei Gruppen einteilen:

1. Harnischflächen, die durch die Bewegungen der Salzachstörung und parallel dazu verlaufende Störungen gebildet wurden
2. Harnischflächen, die an NW-SE bis N-S und NE-SW streichenden Störungen gebildet wurden.

Da die Salzachstörung im Osten des Gebietes NW-SE und im westlichen Teil NE-SW streicht, kommt es zu einer Überlagerung der beiden oben genannten Gruppen von Harnischflächen. Auffällig ist die Tatsache, dass sowohl die Harnischflächen der ersten als auch die der zweiten Gruppe vorwiegend steil nach SW bis NW einfallen. Nur eine geringe Anzahl streicht ENE-WSW und fällt flach nach NNW ein.

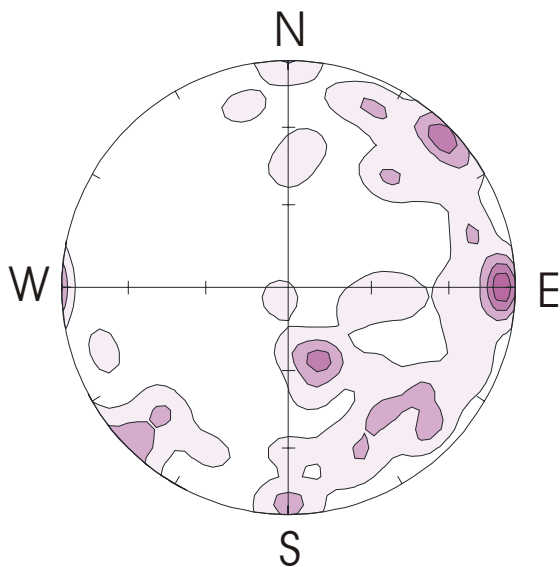


Abbildung 62. Isoliniendarstellung der Flächenpole aller eingemessenen Harnischflächen (1177) im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung zwischen Ronach und Gerlosberg.

Die auf diesen Harnischflächen eingemessenen Striemungen fallen, wie in Abbildung 63 zu sehen, vorwiegend subhorizontal nach WNW und WSW bis SW ein. Sie lassen sich in zwei Gruppen einteilen:

- a) Die am meisten verbreitete Gruppe fällt flach nach WNW.
- b) Die zweite Gruppe wird durch die flach nach WSW bis SW einfallenden Lineationen gebildet.

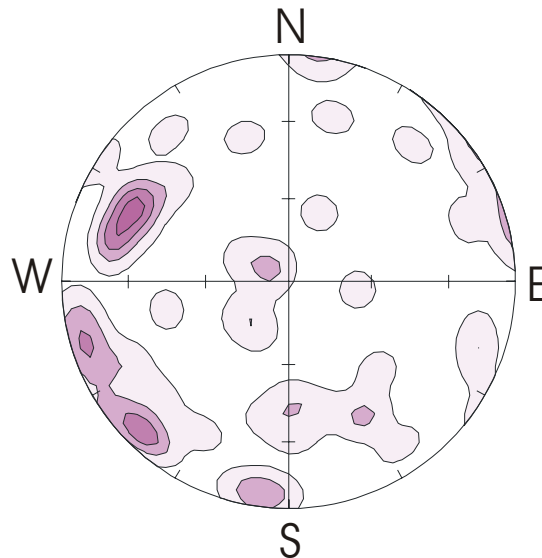


Abbildung 63. Isoliniendarstellung aller Harnischstriemungen (1177), die zwischen Ronach und Gerlosberg eingemessen wurden.

Die in Abbildung 64 und Abbildung 65 zusammengefasste Darstellung aller berechneten P- und T-Achsen zeigt, dass sowohl die überwiegende Mehrheit aller P-Achsen als auch die der T-Achsen horizontal ist. Dieses widerspiegelt den Blattverschiebungscharakter der Westfortsetzung der Salzachstörung.

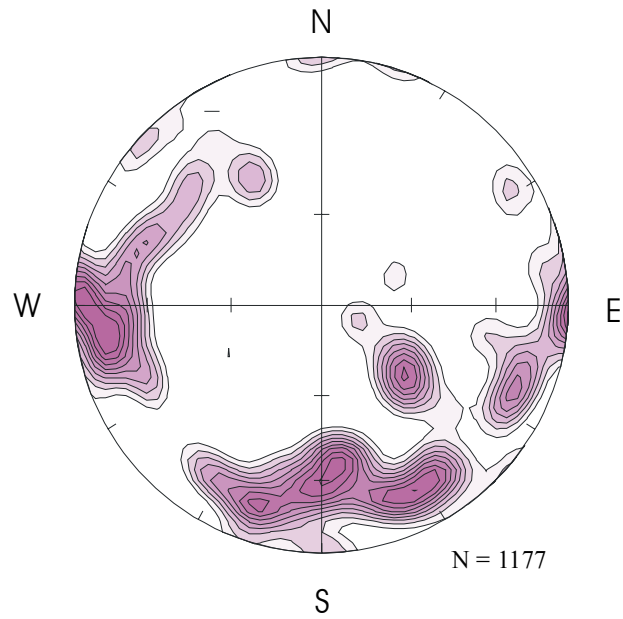


Abbildung 64. Isoliniendarstellung aller berechneten P-Achsen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung

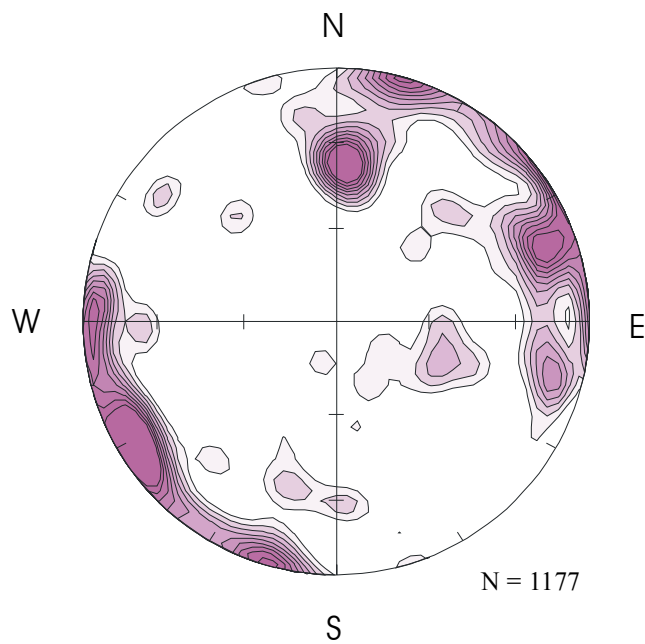


Abbildung 65. Isoliniendarstellung aller berechneten T-Achsen im Bereich der Westfortsetzung der Salzachstörung

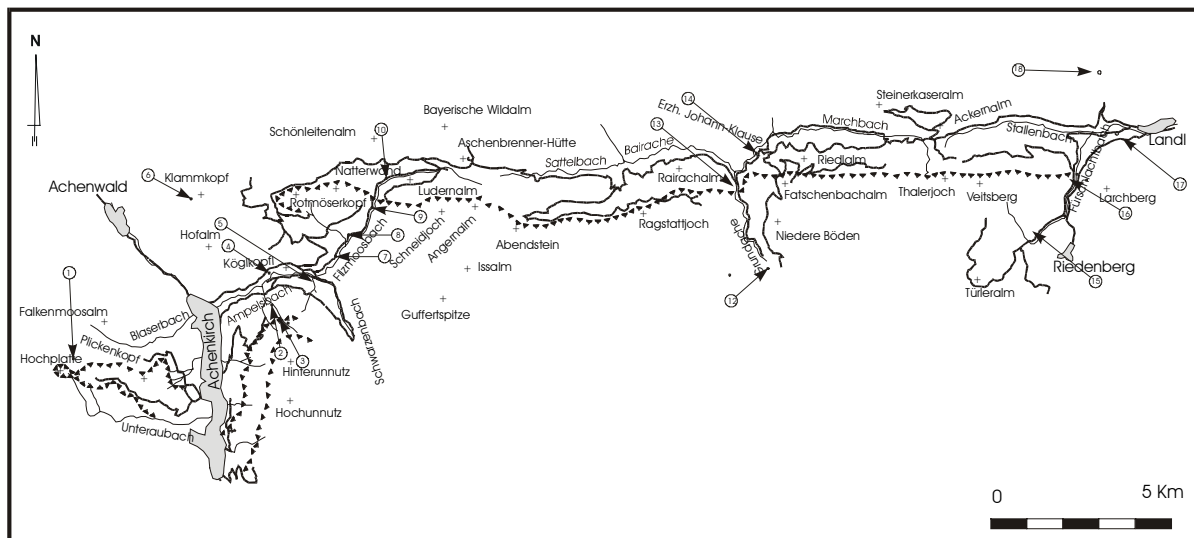


Abbildung 67. Standorte der Probenentnahme im Gebiet um die Achenaler Schubmasse

3.4.3. Probenaufbereitung und verwendete Meßapparatur bei den mikrothermometrischen Untersuchungen

Von den Gesteinsproben wurden 5 bis 6 mm dicke orientierte Scheiben abgetrennt, plangeschliffen und poliert. Danach wurden die polierten Seiten auf einen Objektträger aufgeklebt und dieselben Vorgänge mit den noch unbearbeiteten Flächen wiederholt. Die noch aufgeklebten Dickschliffe wurden dann mit Hilfe der Kathodolumineszenz-Methode untersucht, anschließend gereinigt; die einzelnen Flächen mit sekundären Einschlüssen wurden eingemessen (siehe Kapitel 3.4.4). Nach Abschluß der Mikroskopie wurden die Dickschliffe von dem Objektträger losgelöst und in ungefähr 1 cm² große Teile zerbrochen. An jedem einzelnen Teil wurden zwei Ränder mit unterschiedlichen Farben markiert, die bei den mikrothermometrischen Untersuchungen die Orientierung der einzelnen Teile sowie die Zuordnung der Flächen mit sekundären Einschlüssen ermöglichte. Für die mikrothermometrische Untersuchung von fluiden Einschlüssen wurde ein kombinierter Heiz- und Kühltisch der Firma Linkam verwendet.

3.4.4. Vorgehensweise

Um Einschlußgenerationen, die von unterschiedlichen Fluiden, aber unter ähnlichen Bedingungen und mit einer ähnlichen Zusammensetzung gebildet worden sind, und die mit Hilfe der mikroskopischen Untersuchung nicht unterschieden werden können, von einander trennen zu können, wurden nach der Fertigstellung der Dickschliffe (Kapitel 3.4.3) diese mit Hilfe der Kathodolumineszenz-Methode (Kapitel 3.4.5) untersucht. Nach der Auswertung der Kathodolumineszenz Ergebnisse wurden die einzelnen Dickschliffe mikroskopisch untersucht. Die gefundenen fluiden Einschlüsse wurden in Einschlußgenerationen eingeteilt. Dann wurde eine relative Altersabfolge der Generationen ausgearbeitet. Die Flächen mit sekundären Einschlüssen wurden mit Hilfe der in Kapitel 3.4.6 beschriebenen Methode eingemessen, ihr wahres Streichen und Fallen wurde bestimmt. Innerhalb jeder Generation wurde anschließend eine Selektionierung der Einschlüsse auf der Grundlage ihrer Dichte vorgenommen. Bei der Anwendung der Mikrothermometrie wurde darauf geachtet, dass Einschlüsse mit geringerer Homogenisierungstemperatur (höherer Dichte) zuerst gemessen wurden. Danach wurden alle Einschlußgenerationen mikrothermometrisch untersucht und anschließend wurde von jeder Generation ein Histogramm und eine Formanalyse gefertigt,

mit deren Hilfe Aussagen über die Zusammensetzung, die Bildungs-PT-Bedingungen sowie den durchlaufenen PT-Pfad der fluiden Einschlüsse gemacht werden können.

3.4.5. Kathodolumineszenz-Untersuchungen

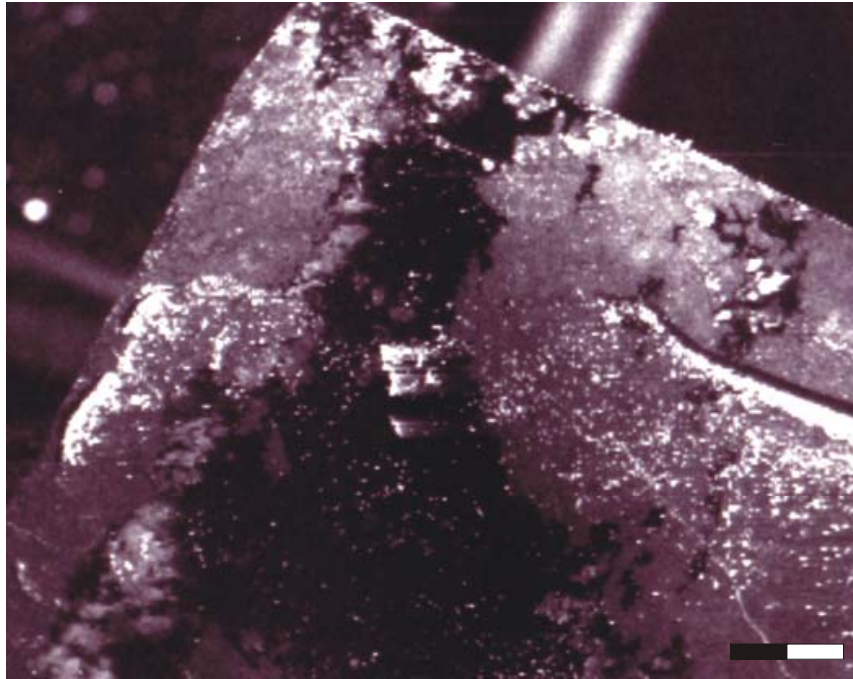
Bei der Untersuchung von fluiden Einschlüssen kann Kathodolumineszenz-Untersuchung verwendet werden, um Einschlussgenerationen zu bestimmen, die von verschiedenen Fluiden (also auch unterschiedlicher Konzentration an Fremdelementen) gebildet worden sind, aber optisch nicht voneinander unterschieden werden können. Die Untersuchungen erfolgten am Rasterelektronenmikroskop der Sektion Geologie.

3.4.5.1 Ergebnisse der Kathodolumineszenz-Untersuchungen

Die Untersuchung der Dickschliffe ergab, dass vier Proben (QPH 3, BS 4, QPH 6, QPH 7) Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aufwiesen. In allen vier Dickschliffen waren diese Bereiche unregelmäßige Bänder, die Teile oder den gesamten Dickschliff durchquerten. Die anderen sechs Proben zeigten eine einheitliche Verteilung von Fremdelementen und somit wurden die darin enthaltenen Einschlüsse nur mit Hilfe der mikroskopischen Methoden in Generationen unterteilt. In den Proben QPH 3 (Abbildung 68) und QPH 7 (Abbildung 69) lagen in dem Bereich mit geringerer Lumineszenz (in den Abbildungen schwarz erscheinend) nur sehr kleine ($< 3 \mu\text{m}$) Einschlüsse vor, die mit den vorhandenen optischen Geräten mikrothermometrisch nicht untersucht werden konnten.

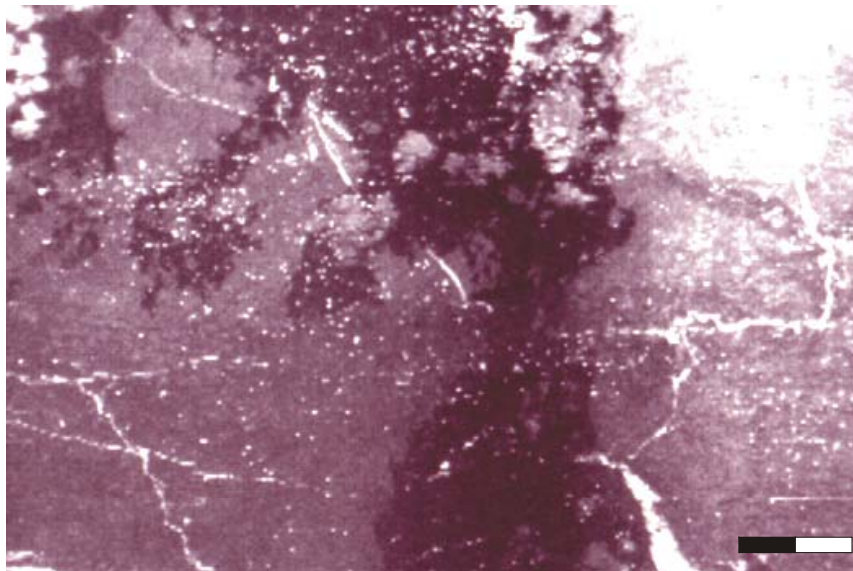


Abbildung 68. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 3 (Maßstab = 2mm)



**Abbildung 69. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 7
(Maßstab = 1mm)
In dem Dickschliff BS 4 (**

Abbildung 70) aus den Bündner Schiefer südöstlich von Königsleiten waren neben den in Kapitel 3.4.7.3 (Seite 94) behandelten Einschlüsse aus dem Bereich mit geringer Lumineszenz keine weiteren vorhanden.



**Abbildung 70. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe BS 4
(Maßstab = 1mm)**

Lediglich in der Probe QPH 6 (

Abbildung 71) aus dem Innsbrucker-Quarzphyllit konnten Einschlüsse festgestellt werden, die sich eindeutig sowohl in Form als auch vom Füllungsgrad (Dichte) her von denen im Bereich mit höherer Lumineszenz unterschieden.



Abbildung 71. Bereiche mit unterschiedlicher Lumineszenz aus der Probe QPH 6 (Maßstab = 1mm)

Die Ergebnisse der mikrothermometrischen-, Histogramm- und Form-Untersuchungen dieser Einschlüsse mit einer Größe von 22-30 μm und einem Füllungsgrad von 60-75% werden in den Kapiteln 3.4.7.3, 3.4.7.4.3 und 3.4.7.5.3 behandelt.

3.4.6. Bestimmung der Raumorientierung von Flächen mit sekundären Einschlüssen

Zur Bestimmung des wahren Streichens und Einfallens der Flächen mit sekundären Einschlüssen aus den untersuchten Dickschliffen wurde die im Folgenden beschriebene Methode verwendet (Abbildung 72). Dazu wird in einem ersten Schritt das Streichen und Einfallen der Flächen im Bezug zu dem jeweiligen Dickschliff mit Hilfe der Winkel α und β bestimmt. Der Dickschliff wird dafür so auf den Mikroskopisch gelegt, dass die in Abbildung als Fläche 1 gekennzeichnete Seite nach oben zeigt. Der Winkel α wird dann durch Drehen des Mikroskopisches bestimmt. Bei der Bestimmung von β wird erst die Dicke des Schliffes und danach der horizontale Abstand zwischen dem Schnittpunkt der FE (Fluide Einschlüsse)-Ebenen mit der oberen und unteren Kante durch Veränderung des Fokuses gemessen. Der Winkel β ergibt sich dann aus dem arctan der gemessenen Werte.

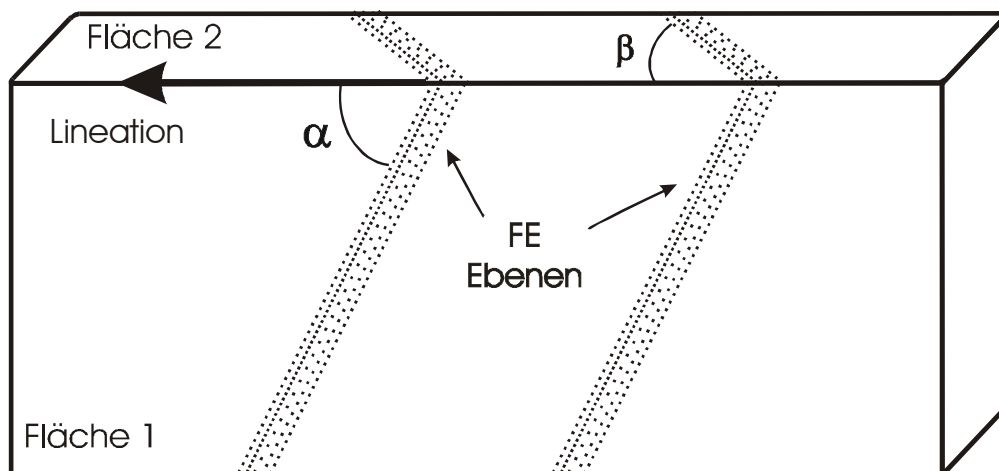


Abbildung 72. Orientierter Dickschliff mit Flächen sekundärer Einschlüsse

Nach Bestimmung des scheinbaren Streichens und Einfallens der gemessenen Flächen wird ihre wahre Raumorientierung mit Hilfe des Schmidt'schen Netzes (Abbildung 73) bestimmt. Dabei wird wie folgt vorgegangen: Nach dem Eintragen der Flächen 1 und 2 in das Schmidt'sche Netz wird deren Schnittpunkt bestimmt. Dieser entspricht der in Abbildung 72 gekennzeichneten Lineation. Dann werden für jede eingemessene Fläche die Winkel α und β von diesem Schnittpunkt aus eingetragen und ihre Schnittpunkte mit denjenigen Dickschliffflächen bestimmt, auf denen sie sich befinden (Schnittpunkt von α mit Fläche 1 und β mit Fläche 2). Der Großkreis, auf dem die beiden Schnittpunkte liegen, entspricht der Fläche mit sekundären Einschlüssen. Das wahre Streichen und Fallen der Flächen kann anhand dieser Methode mit einer Genauigkeit von 5° bestimmt werden.

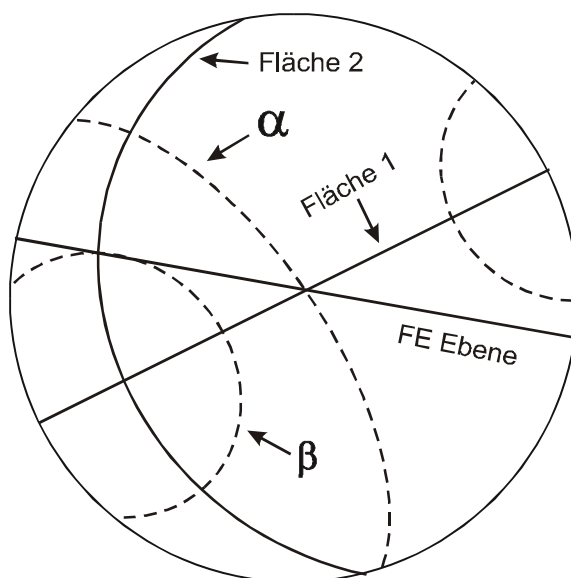


Abbildung 73. Bestimmung des wahren Streichens und Einfallens mit Hilfe des Schmidt'sches Netzes

3.4.6.1 Ergebnisse

Flächen mit meßbaren sekundären Einschlüssen wurden in den Proben QPH 1, QPH 6, BS 1, BS 7 und BS 9 gefunden. Die mit Hilfe der oben beschriebenen Methode bestimmten wahren Streich- und Fallwerte dieser Flächen werden in Abbildung 74 wiedergegeben. Der größte Teil dieser Flächen verläuft parallel zur Salzach-Störung. QPH 6 und BS 9 stammen vom Westen des Gebietes, wo Grenzfläche QPH/Penninikum NE-SW streicht. Nur in BS 1 und BS 7 wurden sowohl Flächen parallel zu der Salzach Störung als auch Flächen mit NE-SW Streichen gefunden. Mikrothermometrische Untersuchungen wurden ausschließlich an fluiden Einschlüssen vorgenommen, deren Flächen parallel zur Salzach-Störung verliefen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in Kapitel 3.4.7.3 behandelt.

QPH 1	QPH 6	BS 1	BS 7	BS 9
110 - 80 NNE	20 - 75 SSE	104 - 85 NNE	75 - 80 NNW	50 - 85 NW
118 - 75 NNE	30 - 80 NNW	92 - 80 S	92 - 85 NNW	48 - 80 NW
102 - 70 NNE	22 - 75 NNW	98 - 80 S	80 - 80 SSE	54 - 85 NW
106 - 80 NNE	18 - 75 SSE	98 - 75 N	85 - 80 NNW	34 - 75 SSE
114 - 85 NNE	24 - 85 SSE	102 - 80 SSW	90 - 85 N	30 - 80 NNW
105 - 80 NNE	25 - 70 NNW	96 - 70 S	82 - 75 NNW	28 - 80 NNW
116 - 75 NNE	32 - 75 SSE	50 - 85 NW	86 - 85 NNW	24 - 80 SSE
	24 - 80 SSE	46 - 85 NW	88 - 80 NNW	
	28 - 75 SSE		50 - 85 NW	
			58 - 80 NW	
			42 - 85 SE	

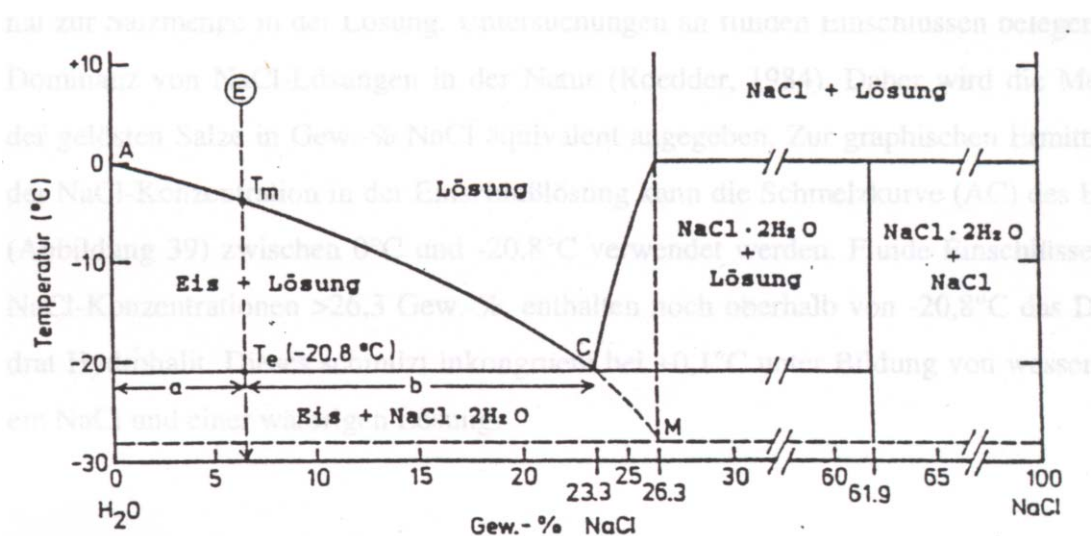
Abbildung 74. Wahre Streich- und Fallwerte der Flächen mit sekundären Einschlüssen

3.4.7. Mikrothermometrie

3.4.7.1 Einführung

Die Mikrothermometrie beruht im wesentlichen auf der Bestimmung von Temperaturen, bei denen Phasenübergänge in den Einschlüssen stattfinden. Fluide Einschlüsse stehen mit ihrer Umgebung im Temperaturgleichgewicht, jedoch meistens nicht im Gleichgewicht mit dem Umgebungsdruck. Als allgemeine Regel gilt zunächst die Proben zu gefrieren und während des Auftauvorgangs die Temperatur der Phasenübergänge zu messen. Erst danach wird die Probe erhitzt und die Temperatur gemessen, bei der die Einschlußphasen homogenisieren. Da alle gemessenen Einschlüsse dem H_2O - NaCl -System angehören und eine Konzentration von weniger als 23,3 Gewichts-% NaCl -äquivalent aufwiesen, wird die Bestimmung der Zusammensetzung mit Hilfe des in Abbildung 75 dargestellten H_2O - NaCl -Systems vorgestellt. Die Bestimmung der Bildungsbedingungen wird mit Hilfe der in Abbildung 76 dargestellten Beziehung zwischen Druck und Temperatur für das reine H_2O erklärt.

3.4.7.1.1 Bestimmung der Zusammensetzung



**Abbildung 75. Temperatur-Konzentrations-Diagramm für das H_2O - NaCl -System im Gleichgewicht mit Dampf, bei niedrigen Temperaturen und 1 bar Gesamtdruck
Roedder (1984)**

Der fluide Einschluß wird zunächst bis zum vollständigen Gefrieren abgekühlt. Dabei bildet sich im Einschluß Eis und Hydrohalit ($\text{NaCl} \times 2 \text{H}_2\text{O}$), das sich nach dem Abstellen der Kühlung zu erwärmen beginnt und bei Erreichen der eutektischen Temperatur (T_e) in Eis und Lösung übergeht. Die Temperatur, bei welcher der letzte Eiskristall schmilzt, wird mit T_m bezeichnet und ist ein Maß für den Salzgehalt einer wässrigen Lösung. Die Bestimmung der T_m -Werte erfolgte durch differenzielles Abkühlen und Erwärmen. Um möglichst genaue T_m -Werte zu erhalten, wurden die Erwärmungsschritte auf $0,2\text{ °C}$ begrenzt. Der Salzgehalt kann graphisch mit Hilfe der Schmelzkurve (AC) oder wie in der vorliegenden Arbeit mit Hilfe der Methode von Bodnar et al. (1988) bestimmt werden.

3.4.7.1.2 Bestimmung der Bildungsbedingungen

In Abbildung 76 kennzeichnen die Pfeile den PT-Verlauf von zwei fluiden Einschlüssen (A und B) unterschiedlicher Dichte ($0,8$ und $0,02 \text{ g/cm}^3$), die progressiv erhitzt werden. Von der 2-Phasen-Kurve des Wassers, die das Gleichgewicht zwischen dem dampfförmigen und flüssigen Zustand darstellt, zweigen Linien gleichen Volumens (Isochoren) ab. Unter der Voraussetzung einer Konstanz des Volumens und der Masse eines fluiden Einschlusses nach dem Bildungsereignis bewahrt das System seine ursprüngliche Dichte. Daher entsprechen die Isochoren auch den Linien gleicher Dichte (Isopyknen). Die Steigung der Isochoren ist direkt proportional mit der Dichte und indirekt proportional mit der Kompressibilität der Fluide. Beim Erhitzen eines fluiden Einschlusses bewegt sich seine Dichte zunächst entlang der 2-Phasen-Kurve bis zum Erreichen der Homogenisierungstemperatur (T_h). Die Homogenisierungstemperatur markiert den Startpunkt derjenigen Isochore (A oder B), die der Dichte des Einschlussinhaltes entspricht. Um die PT-Bedingungen zum Zeitpunkt des Einschlusses zu ermitteln, benötigt man jedoch noch zusätzlich einen der beiden Parameter P_t (Druck zum Zeitpunkt des Einschlusses) oder T_t (Temperatur zum Zeitpunkt des Einschlusses). Er ist durch eine weitere, unabhängige Methode (Abschätzung der Auflast, Mineral- oder Isotopengeothermometer, Schnittpunkt zwischen Isochoren und P-T-Pfad etc.) zu bestimmen. Dieser Parameter fixiert dann auf der entsprechenden Isochore einen Punkt, der die PT-Bildungsbedingungen des fluiden Einschlusses definiert.

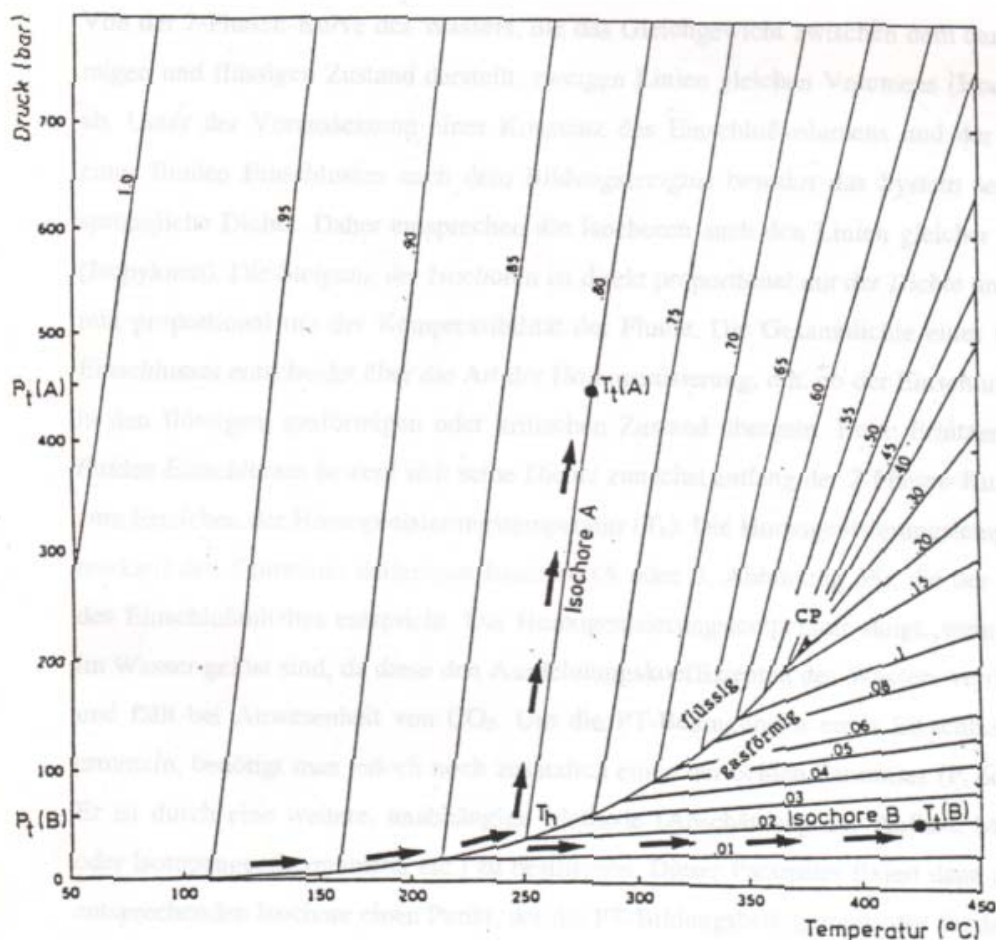


Abbildung 76. Druck-Temperatur-Diagramm für das reine H_2O -System
Roedder (1984)

3.4.7.2 Fehler bei Messungen an Fluiden Einschlüssen und deren Einfluss auf die Ergebnisse:

- a) Die Bildung der fluiden Einschlüsse erfolgte nicht aus einer homogenen Phase
- b) Veränderung der Einschlüsse nach ihrer Bildung
 1. Volumenveränderungen:
 - Reversible (Volumenveränderungen während des Messvorganges durch Veränderung der Temperatur, Volumenveränderungen durch Veränderung des Umgebungsdruckes).
 - Irreversible (Veränderung der Kristallform, Vereinigung mehrerer kleiner Einschlüsse zu einem großen Einschluss, Necking down).
 2. Fluidzusammensetzungs-Veränderungen (Ersetzen des eingeschlossenen Fluides durch ein anderes, Leakage, durch Mineralwachstum während ihrer Entstehung)
 3. Reäquilibration:
 - Kryptische: Reäquilibration infolge höherer Dislokationsdichte in der Umgebung der Einschlüsse als in dem restlichen Kristall.
 - Texturelle: Reäquilibration gekennzeichnet durch Dekrepitations-Erscheinungen rings um den Einschluss oder spröde Bruchflächen aus dem Einschluss in das umgebende Mineral.
 4. Messfehler:
 - Die schnelle Erwärmung der Probenkammer bei tiefen Temperaturen durch die Umgebung verursacht Meßungenauigkeiten (Abbildung 77).

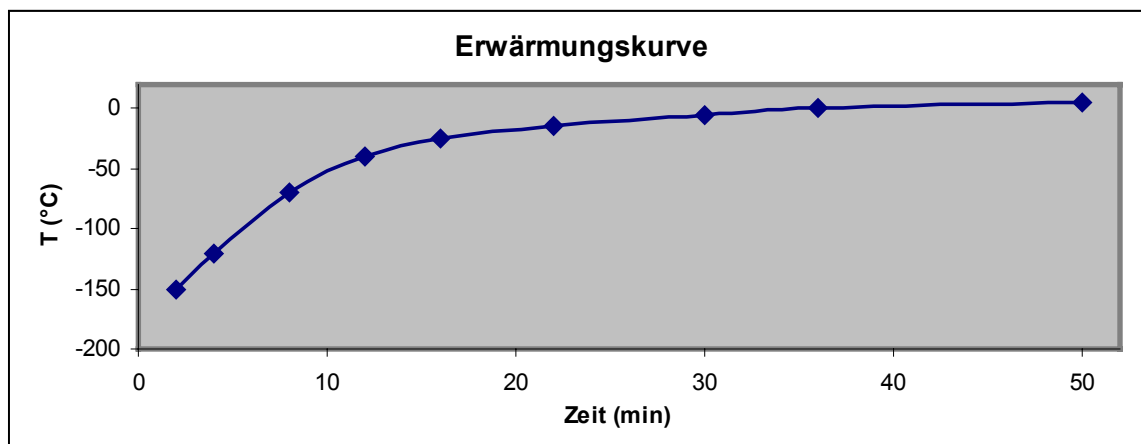


Abbildung 77. Temperatur-Zeitdiagramm für Messungen zwischen -180°C und 20°C

- Die Temperaturdifferenz zwischen der tatsächlichen Phasenumwandlung und der etwas verzögerten Messung beträgt schätzungsweise $+0,2^{\circ}\text{C}$.
- Bei Heizexperimenten verschlechtern sich mit steigender Temperatur die Beobachtungsbedingungen durch das die Meßkammer abdeckende Quarzglasplättchen. Das mikroskopische Bild wird etwas verschwommen. Die Homogenisierung von Einschlüssen $< 3\mu\text{m}$ ist daher nicht mehr genau zu beobachten. Der geschätzte Fehler für die Homogenisierungstemperatur derartiger Einschlüsse beträgt $+1^{\circ}\text{C}$.
- Bei Homogenisation in die Gas-Phase werden zu kleine Temperaturen gemessen, da immer noch Rückstände an Flüssigkeit vorhanden sind, die nicht gesehen werden .
- Eine visuelle Abschätzung der Volumenverhältnisse bereitet häufig Schwierigkeiten und ist mit Fehlern behaftet. Die Gestalt der Einschlüsse sowie die Volumenverhältnisse ihre Einschlußphasen sind im Mikroskop meist nur zweidimensional in der Schnittebene des Präparates zu erkennen. Die Fortsetzung der Einschlußform in der dritten Dimension kann oft nur erahnt werden. Für kugelige und isometrische Einschlüsse existieren Vergleichstafeln, mit deren Hilfe der Füllgrad optisch abgeschätzt werden kann. Unregelmäßig geformte Einschlüsse bereiten bei der Ermittlung ihrer Volumenverhältnisse immer Probleme.

3.4.7.3 Ergebnisse der Mikrothermometrischen Untersuchungen

Von den 12 angefertigten Dickschliffen aus der Bündner Schiefer-Serie (BS) und dem Innsbrucker Quarzphyllit (IQP) enthielten acht fluide Einschlüsse. Die Druck- und Temperaturwerte zum Zeitpunkt des Einschlusses wurden durch die Schnittpunkte der Isochoren mit den PT-Pfaden des jeweiligen Wirtsminerals bestimmt. Zur Berechnung der Isochoren wurde die Methode von Zhang & Frantz (1985) verwendet. Bei dieser Methode wird für eine Generation von fluiden Einschlüssen jeweils eine Isochore aus den Salinitäts- und Homogenisierungstemperatur-Werten des Einschlusses mit der geringsten und eine Isochore für den Einschluss mit der höchsten Homogenisierungstemperatur berechnet. Diese Isochoren grenzen den PT-Bereich ab, in dem die Einschlüsse dieser Generation gebildet wurden. Die PT-Pfade wurden für den IQP aus Dingeldey et al. (1997) und für die BS aus Selverstone et al. (1995) und Selverstone et al. (1984) entnommen. In keiner der untersuchten Proben waren primäre Einschlüsse vorhanden, was aber aufgrund der vielfältigen Deformationsstadien, von denen sowohl die Bündner Schiefer als auch der Innsbrucker Quarzphyllit erfaßt wurden, zu erwarten war. Alle vorhandenen Einschlüsse treten entweder in Gruppen oder vereinzelt auf. Sie sind aufgrund ihrer textuellen Bezüge als sekundär anzusprechen und konnten zu drei Einschlussgenerationen zusammengefaßt werden:

1. Einschlüsse in Quarzknuern der BS und des IQP mit einer durchschnittlichen Größe zwischen 5 und 10 μm . Nur selten erreichen die Einschlüsse eine Größe von 12-17 μm . Sie treten meist vereinzelt zwischen dekrepitierten größeren Einschlüssen (30-50 μm) auf. Wenn sie dagegen in Gruppen auftreten, zeigen sie oft necking down und leakage. Diese postgenetischen Veränderungen sind in den BS viel stärker ausgeprägt als im IQP. Eine direkte Beziehung zwischen Anzahl der dekrepitierten Einschlüsse und Entfernung zur Salzachstörung konnte nicht festgestellt werden. An den Korngrenzen wurden keine Einschlüsse gefunden, die Informationen über eventuelle Rekristallisationsvorgänge geben könnten. Sowohl in den BS als auch im IQP konnte eine Korrelation zwischen Größe der Einschlüsse und ihrer Dichte festgestellt werden. Die Homogenisierungstemperatur dieser Einschlüsse liegt in den BS bei 340,1 bis 401,1°C und im IQP bei 251,3 bis 299,7°C. Die Salinitätswerte liegen in den BS zwischen 3,06 und 12,96 Gew.% NaCl äquiv und im IQP zwischen 3,06 und 7,59 Gew.% NaCl äquiv. Wie in Abbildung 78 und Abbildung 79 ersichtlich, gibt es sowohl in den BS als auch im IQP keine Schnittpunkte zwischen den berechneten Isochoren und dem PT-Pfad. Dadurch können keine genauen Aussagen über den Zeitpunkt des Einschlusses gemacht werden; die Einschlüsse wurden aber wahrscheinlich auf dem retrograden Ast des PT-Pfades eingefangen. Als minimale Druck- und Temperaturwerte zum Zeitpunkt des Einschlusses können 0,5 kbar und 401,1°C angenommen werden.

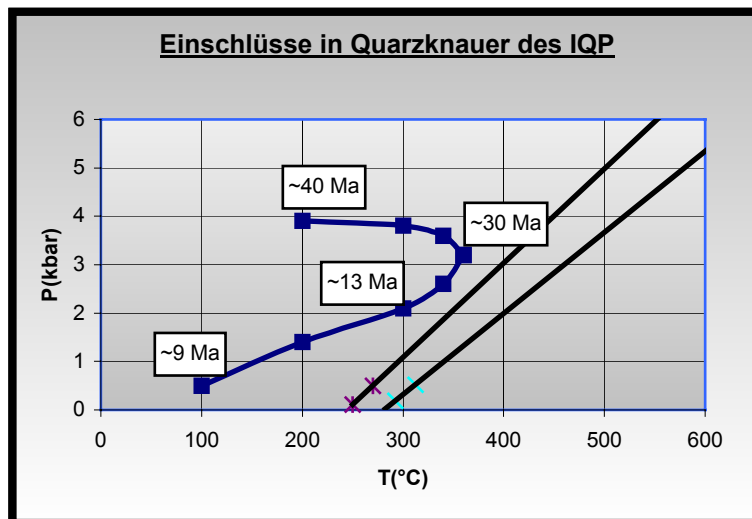


Abbildung 78. Isochoren der sekundären Einschlüsse in den Quarzkauern des Innsbrucker Quarzphyllites. PT-Pfad aus Dingeldey et al. (1997)

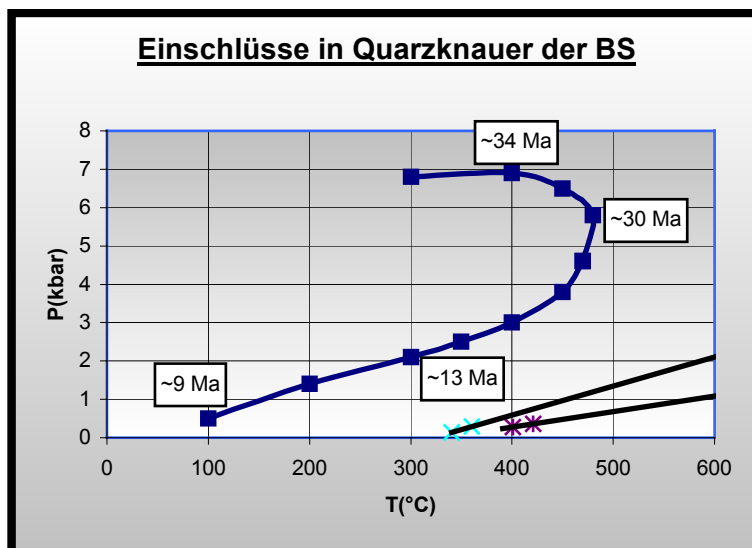


Abbildung 79. Isochoren der sekundären Einschlüsse in den Quarzkauern der Bündner Schiefer. PT-Pfad aus Selverstone et al. (1995)

2. Sekundäre Einschlüsse in Störungsflächen, die parallel zu der Salzachstörung verliefen. Alle Störungsflächen durchdringen die Korngrenzen und sind meist bis zum Rande des Dickschliffes verfolgbar. Viele Störungsflächen enthalten nur sehr kleine Einschlüsse (1-3 μm), die mikrothermometrisch nicht untersucht werden konnten. Die meßbaren Einschlüsse zeigen weder partielle noch totale Dekrepositionsphänomene und konnten anhand ihrer T_h und Salinität in drei Einschlußpopulationen, die alle eine Größe bis zu 8 μm haben, unterschieden werden. Die Salinität und die T_h der drei Populationen steigt sowohl in den BS als auch im IQP mit zunehmendem Bildungsalter der Einschlüsse, wobei die Salinität der Einschlüsse aus den BS wesentlich höher ist als derjenigen aus dem IQP.

a) Die Einschlüsse der jüngsten Population haben T_h -Werte zwischen 110°C und 152°C und wurden nur in den BS gefunden. Die Salinitätswerte liegen zwischen 5,5 und 8,2 Gew.% NaCl äquiv. Durch die Schnittpunkte der Isochoren mit dem PT-Pfad der Bündner Schiefer (siehe Abbildung 80) konnte der Einschlußzeitpunkt auf 10 bis 12 Ma festgelegt werden.

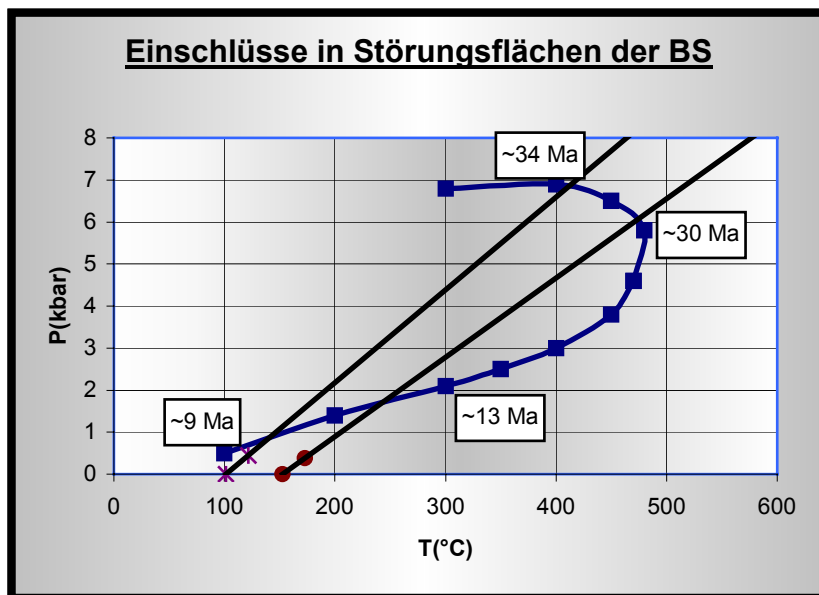


Abbildung 80. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer, die zwischen 10 und 12 Ma gebildet wurden. PT-Pfad aus Selverstone et al. (1995)

b) Die Einschlüsse der folgenden Population haben T_h -Werte zwischen $139,3^\circ\text{C}$ und $185,4^\circ\text{C}$ in den BS und zwischen $138,2^\circ\text{C}$ und $165,2^\circ\text{C}$ in dem IQP. Die Salinitätswerte liegen zwischen 6,8 und 13,2 Gew.% NaCl äquiv. in den BS und zwischen 1,4 und 2,1 Gew.% NaCl äquiv. im IQP. Durch die Schnittpunkte der Isochoren mit dem PT-Pfad der Bündner Schiefer bzw. dem Innsbrucker Quarzphyllit (siehe Abbildung 81 und Abbildung 82) konnten die Einschlußzeitpunkte in den BS auf 11-15 MA und in dem IQP auf 11,5 bis 12,5 Ma festgelegt werden.

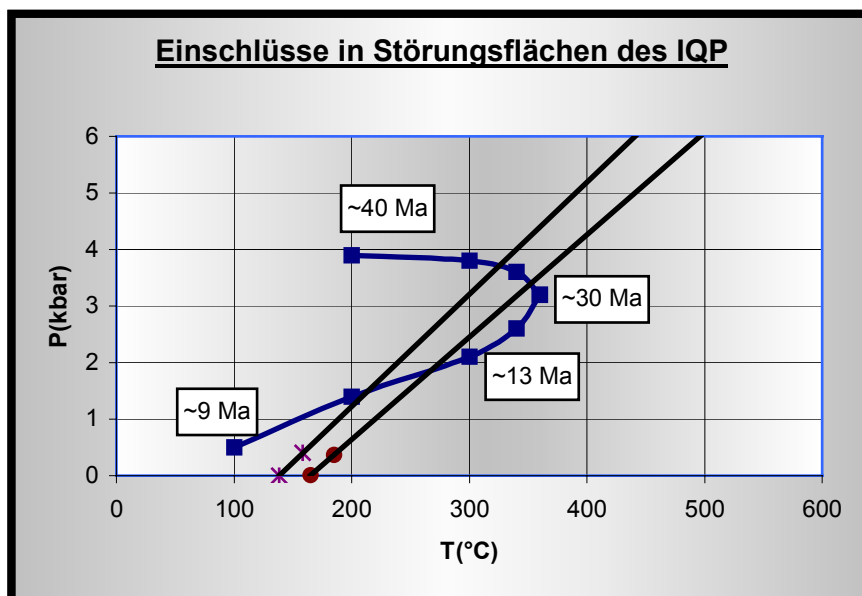


Abbildung 81. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites, die zwischen 11,5 und 12,5 Ma gebildet wurden. PT-Pfad aus Dingeldey et al. (1997)

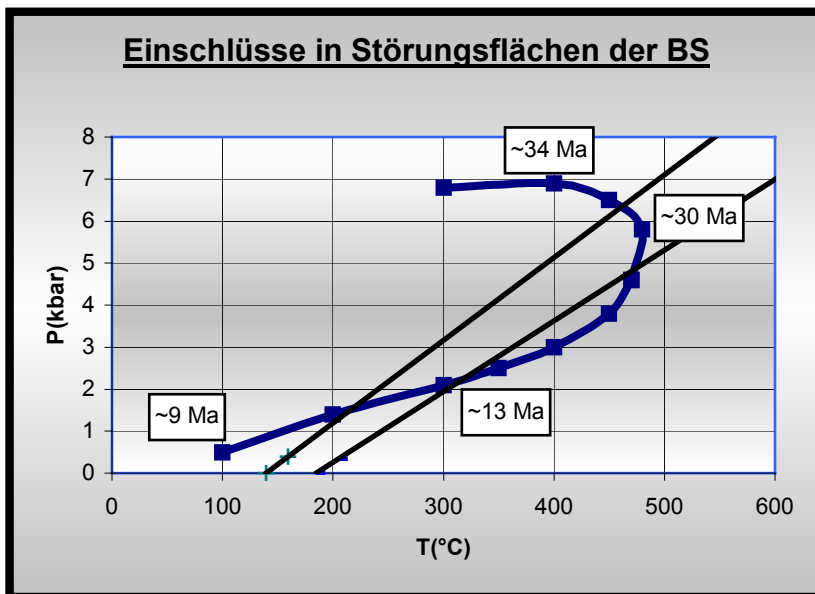


Abbildung 82. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer, die zwischen 11 und 15 Ma gebildet wurden. PT-Pfad aus Selverstone et al. (1995)

c) Die Einschlüsse der ältesten Population haben T_h -Werte zwischen 198,7°C und 226,3°C in den BS und zwischen 169,3°C und 208,9°C in dem IQP. Die Salinitätswerte liegen zwischen 12,25 und 13,3 Gew.% NaCl äquiv. in den BS und zwischen 5,71 und 8 Gew.% NaCl äquiv. im IQP. Durch die Schnittpunkte der Isochoren mit dem PT-Pfad der Bündner Schiefer bzw. dem Innsbrucker Quarzphyllit (siehe Abbildung 84 und Abbildung 83) konnten die Einschlußzeitpunkte in den BS auf 17-25 Ma und in dem IQP auf 12,5 bis 25 Ma festgelegt werden.

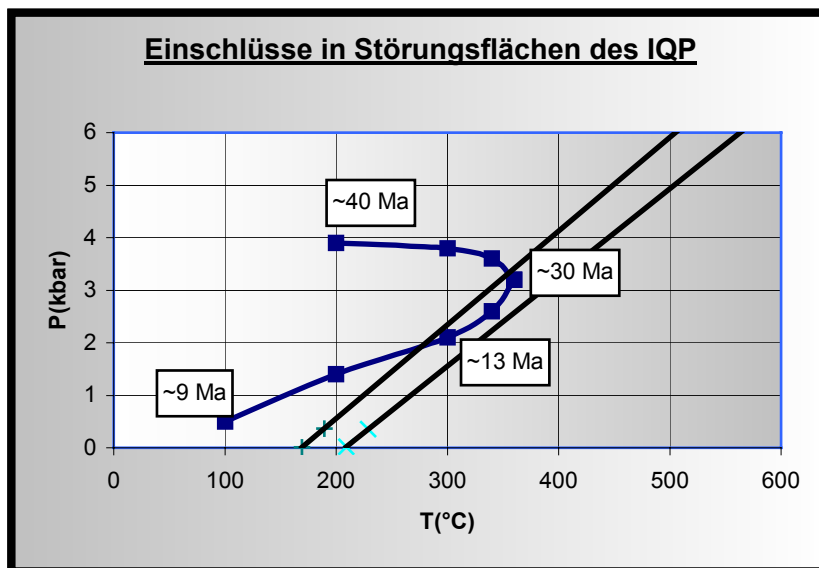


Abbildung 83. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites, die zwischen 12,5 und 25 Ma gebildet wurden. PT-Pfad aus Dingeldey et al. (1997)

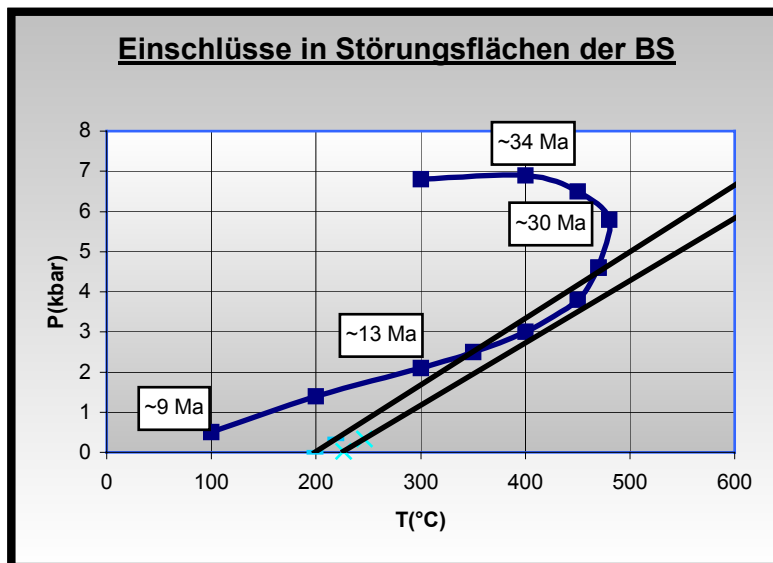


Abbildung 84. Isochoren der sekundären Einschlüsse aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung in Quarzknuern der Bündner Schiefer, die zwischen 17 und 25 Ma gebildet wurden. PT-Pfad aus Selverstone et al. (1995)

3. Einschlüsse aus Bereichen mit geringerer Fluoreszenz, die eine Größe von 22-30 μm erreichen und zwischen 321,8 und 364,5°C homogenisieren. Die Salinitätswerte liegen zwischen 3,06 und 7,59 Gew.% NaCl äquiv. Wie die Einschlüsse aus den Störungsflächen zeigen auch diese keinerlei postgenetische Veränderungen. Wie in Abbildung 85 ersichtlich, gibt es wie auch bei den Einschlüssen aus der ersten Generation keine Schnittpunkte zwischen den berechneten Isochoren und dem PT-Pfad. Dadurch kann keine genaue Aussage über den Zeitpunkt des Einschlusses gemacht werden. Sie wurden aber wahrscheinlich wie auch die anderen Generationen auf dem retrograden Ast des PT-Pfades eingefangen. Die minimalen Bildungsbedingungen können mit 364,5°C und 0,5 kbar angegeben werden.

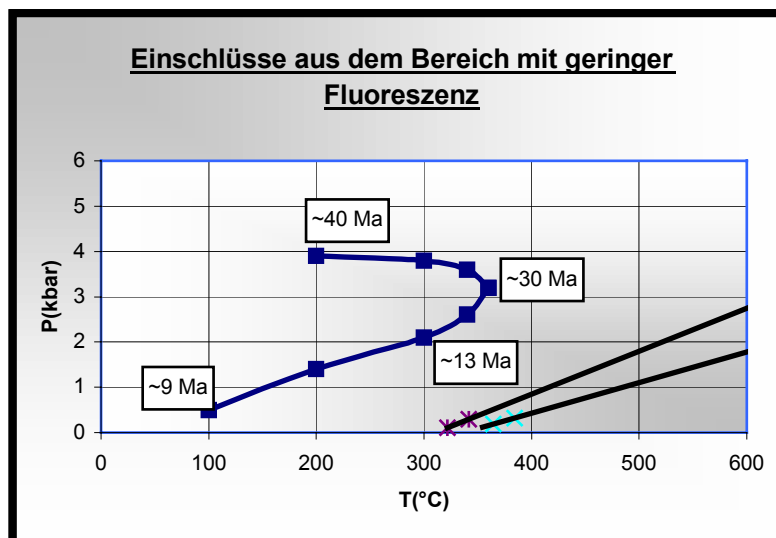


Abbildung 85. Isochoren der Einschlüsse aus dem Bereich mit geringerer Fluoreszenz. PT-Pfad aus Dingeldey et al. (1997)

3.4.7.4 Histogramm-Analyse

3.4.7.4.1 Allgemeines

Die Form des Histogrammes einer Generation von Fluiden Einschlüssen enthält Informationen über den durchlaufenen PT-Pfad und die Reäquilibration der Einschlüsse dieser Generation. Ausschlaggebend ist dabei, ob die Histogramme unimodal oder multimodal sind, die Höhe der Standard-Abweichung, das T_h -Intervall sowie die Korrelation zwischen Größe und Dichte der Einschlüsse (Vityk & Bodnar, 1998). Diese Form der Untersuchung von Fluiden Einschlüssen beruht auf der Tatsache, dass Einschlüsse, die nach ihrer Bildung einen PT-Pfad durchlaufen, der nicht parallel zu dem der Bildungsisochore ist, ihr Volumen an das der neuen Umgebungsbedingungen anpassen (reäquilibrieren). Einschlüsse, deren PT-Pfad nahe an der Isochoren verläuft, reäquilibrieren nicht oder nur in sehr geringem Maße (Srikantappa, 1992). Allgemein gilt, dass größere Einschlüsse schneller reäquilibrieren, weil bei ihrer Bildung mehr Dislokationen im Kristallgitter entstehen und sie daher schneller auf Druckunterschiede reagieren. Kleine müssen eventuell noch Dislokationen schaffen und behalten daher länger ihre ursprüngliche Dichte. Dieses führt zu einer Vergrößerung des T_h -Intervalls innerhalb der gemessenen Einschlußgeneration. Bei einer nicht oder nicht vollständig reäquilibrierten Einschlußgeneration ist das Histogramm multimodal mit hohem T_h -Intervall und Standard-Abweichung. Je besser die Reäquilibration vorangeschritten ist, desto geringer ist die Standard-Abweichung, desto höher die Symmetrie des Histogramms (das Histogramm wird unimodal, Vityk & Bodnar 1998) und desto schlechter die Korrelation zwischen Größe und Dichte der Einschlüsse (Vityk & Bodnar, 1996; Bakker & Jansen, 1994). Das Histogramm wandert dabei zu höheren Temperaturen. Diese Methode kann nur angewendet werden, wenn die Einschlüsse der selben Generation angehören (den selben PT-Pfad durchlaufen haben).

3.4.7.4.2 Einfluß des vom Einschluß durchlaufenen PT-Pfades auf die Form des Histogramms

Ein unimodales mittiges Histogramm mit einem geringen Intervall zwischen minimaler und maximaler Homogenisierungstemperatur ist für einen Isochoren-nahen PT-Pfad sowie für gut reäquilibrierte Einschlußgenerationen charakteristisch. Die Spitze des Histogramms gibt im ersten Fall die Temperatur der Bildungsisochore an und im zweiten die Temperatur der Isochore, die die Reäquilibrationsbedingungen widerspiegelt.

Ein rechtslastiges unimodales Histogramm mit hohem T_h -Intervall und geringer Standard-Abweichung stammt von plastisch deformierten Einschlüssen (bei hoher Temperatur und geringer Deformationsrate). Die niedrigsten T_h -Werte geben dabei die Temperatur der Isochore an, die die Bildungsbedingungen der Einschlüsse widerspiegelt. Die höchsten T_h -Werte geben die Temperatur der Reäquilibrationsbedingungen an. Plastisch deformierte Einschlüsse zeigen keine Korrelation zwischen Größe und Dichte (Homogenisierungstemperatur).

Multimodale Histogramme mit hohem T_h -Intervall und hoher Standard-Abweichung widerspiegeln spröde deformierte (bei geringer Temperatur und hoher Verformungsrate) Einschlüsse. Diese zeigen eine hohe Korrelation zwischen Größe und Dichte (Vityk & Bodnar, 1998).

Bei isothermer Dekompression entsteht ein multimodales Histogramm, das eine große Variabilität der Homogenisierungstemperaturen zeigt. Die größte Anzahl der gemessenen Homogenisierungstemperaturen liegt dabei am oberen Ende des T_h -Intervalls. Diese Einschlüsse zeigen eine gute Korrelation zwischen Größe und Dichte.

3.4.7.4.3 Ergebnisse der Histogrammanalyse

1. Sowohl in den BS (Abbildung 86) als auch im IQP (Abbildung 87) sind die Histogramme der Einschlüsse aus den Quarzknuern multimodal und mit hoher Standardabweichung. In beiden Fällen liegt die höchste Anzahl der gemessenen Homogenisierungstemperaturen am oberen Ende des T_h -Intervalls und es wurde eine gute Korrelation zwischen Größe und Dichte der Einschlüsse festgestellt. Alle diese Anzeichen sind typisch für spröde deformierte Einschlüsse und für Einschlüsse, die von einer isothermalen Dekompression erfaßt wurden.

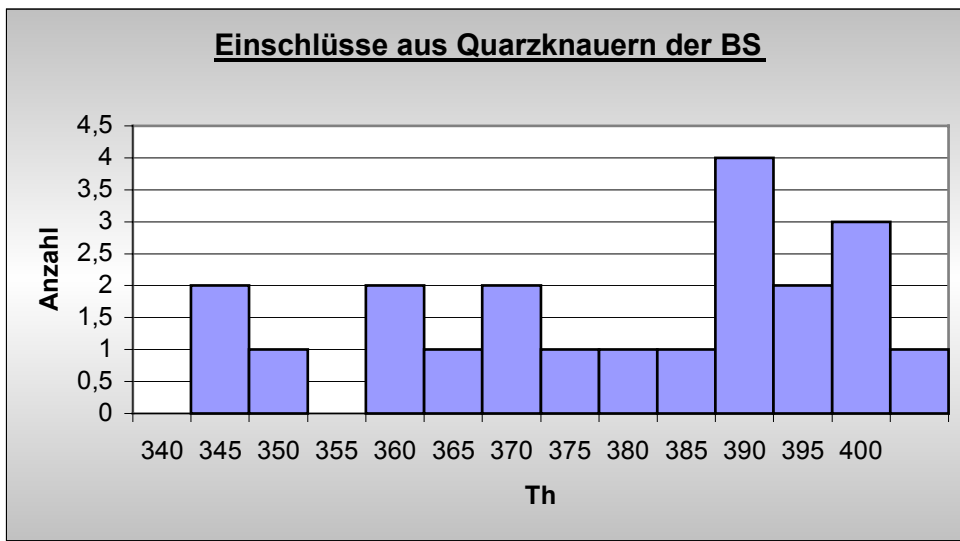


Abbildung 86. Histogramm der sekundären Einschlüsse aus den Quarzknuern der Bündner Schiefer

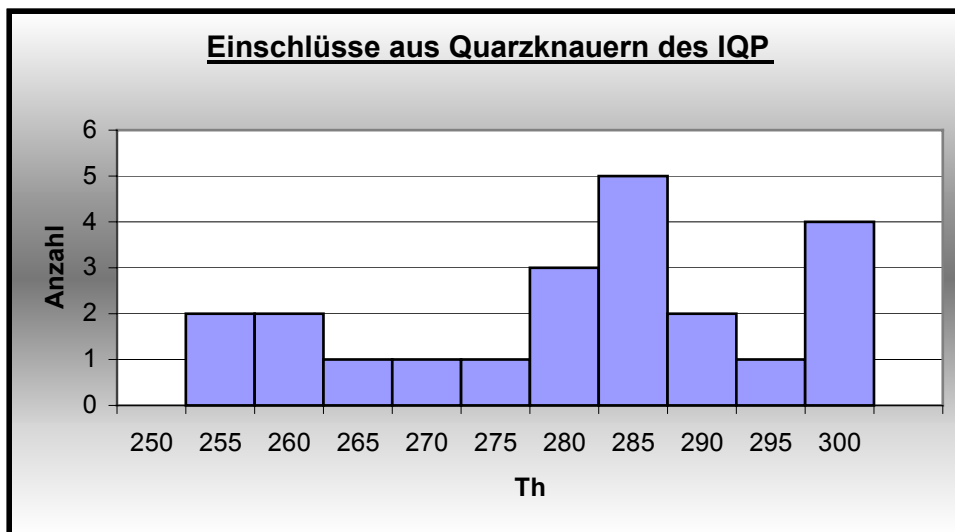


Abbildung 87. Histogramm der sekundären Einschlüsse aus den Quarzknuern des Innsbrucker Quarzphyllites

2. Alle drei Einschlußpopulationen aus Störungsflächen parallel zur Salzachstörung zeigen ein unimodales Histogramm, dessen Symmetrie mit abnehmendem Alter der Einschlüsse ansteigt. Die vor 17-25 Ma gebildeten Einschlüsse (Abbildung 88) zeigen ein unimodales Histogramm mit großer Standard-Abweichung und großem T_h -Intervall, das Einschlüsse mit geringer Reäquilibration charakterisiert. Dieses bedeutet, dass die wahren Bildungsbedingungen eher am unteren Ende des T_h -Bereiches liegen. Die Einschlüsse wurden folglich im jüngeren Bereich des angegebenen Zeitintervalles gebildet. Da aber mit fortschreitender Reäquilibration das Histogramm zu höheren Temperaturen wandert, sind die aus den Schnittpunkten zwischen Isochore und PT-Pfad angegebenen Mindestalter eher als maximales Alter der Einschlüsse anzusehen.

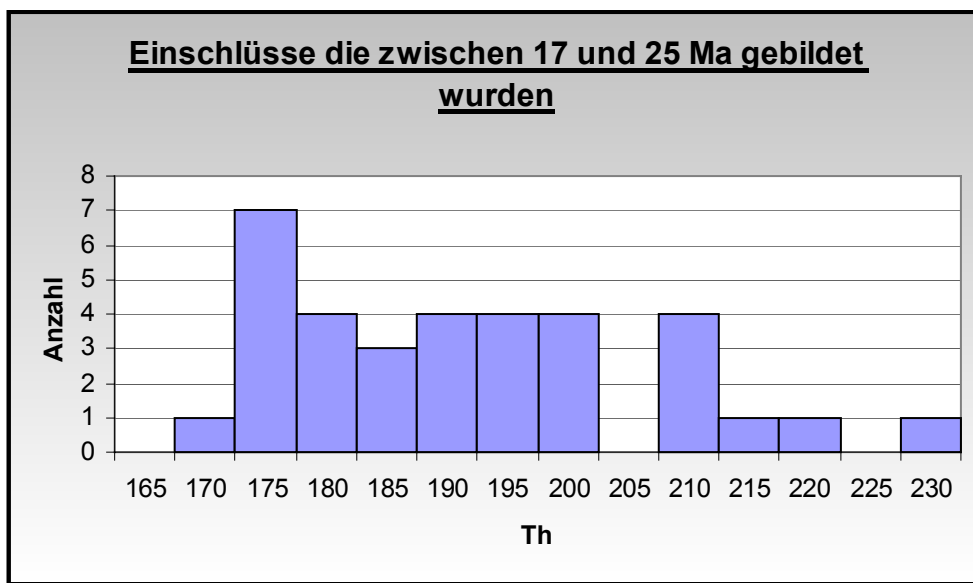
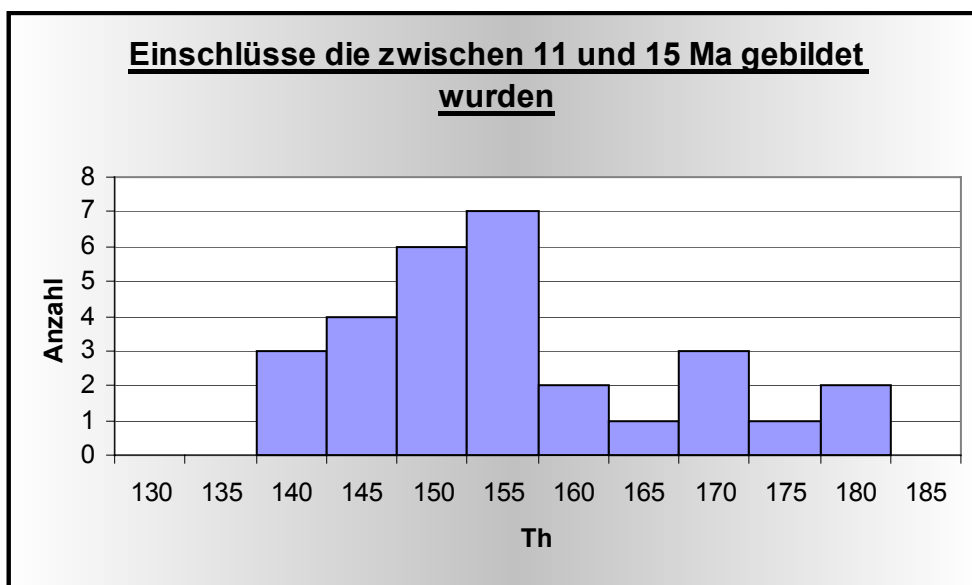


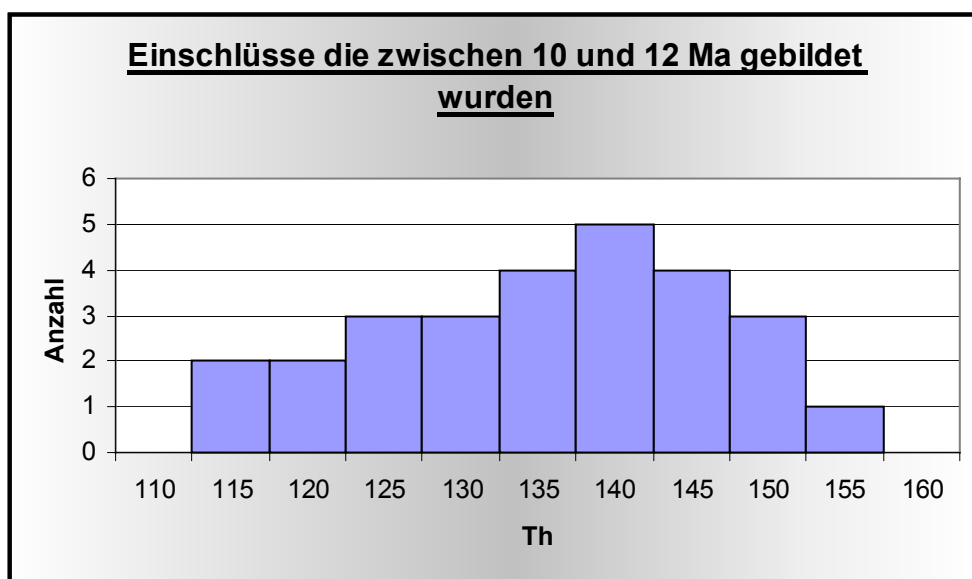
Abbildung 88. Histogramm der vor 17 bis 25 Ma gebildeten Einschlußpopulationen

Das Histogramm der zwischen 11 und 15 Ma (Abbildung 89) gebildeten Einschlüsse hat eine geringere Standard-Abweichung und ein geringeres T_h -Intervall als die vorher besprochene Einschlußpopulation. Dieses bedeutet, dass zwar aus oben genannten Gründen die wahren Bildungsbedingungen auch am unteren Ende des T_h -Bereiches anzusiedeln sind, aber das Histogramm nur mit einem geringeren Betrag nach rechts verschoben wurde. Diese Umstände lassen auf eine Bildung der Einschlüsse zwischen 12 und 13 Ma schließen.



**Abbildung 89. Histogramm der vor 11 bis 15 Ma gebildeten
Einschlußpopulationen**

Die jüngste Einschlußpopulation zeigt ein fast symmetrisches unimodales Histogramm, was für gut reequilbrierte Einschlüsse oder einer Bewegung entlang eines Bildungsisochoren nahen PT-Pfades typisch ist. Das geringe Alter dieser Einschlüsse läßt aber auf nicht re-äquilbrierte Einschlüsse schließen, was bedeuten würde, das ein Alter von ~ 11 Ma für diese Einschlüsse angenommen werden kann.



**Abbildung 90. Histogramm der vor 10 bis 12 Ma gebildeten
Einschlußpopulationen**

3. Das multimodale Histogramm der Einschlüsse aus dem Bereich mit niedriger Lumineszenz ist charakteristisch für schlecht reäquilibrierte Einschlussgenerationen. Die Einschlüsse sind relativ groß und reäquilibrieren aus diesem Grunde schon bei sehr geringem internen Überdruck. Bei mehr als 1 kbar internem Überdruck müßten nach Roedder (1984) Einschlüsse dieser Größe dekrepitieren. Da aber keine dekrepitierten Einschlüsse vorhanden sind, wird der maximale interne Überdruck auf höchstens 1 kbar geschätzt, was das relativ junge Alter dieser Einschlüsse bestätigen würde.

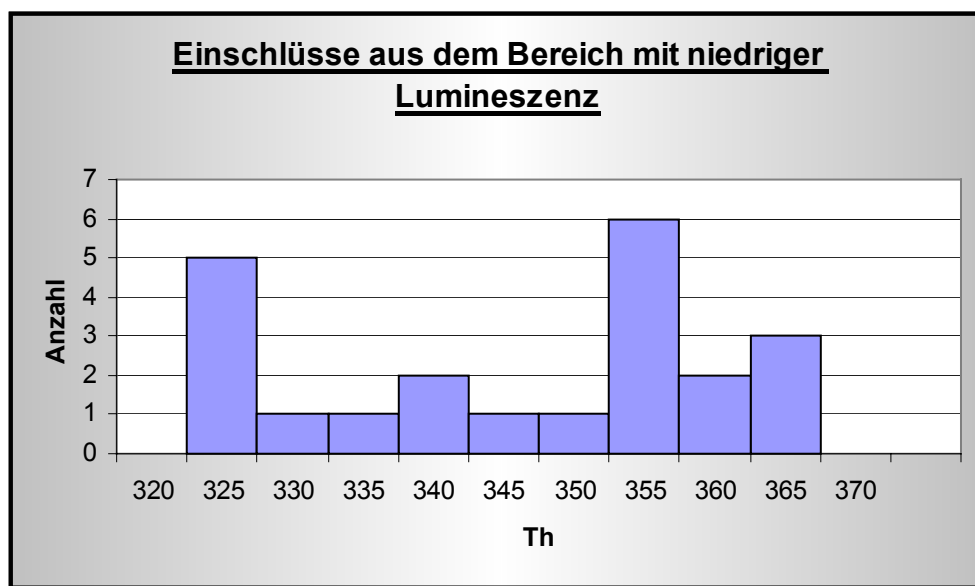


Abbildung 91. Histogramm der Einschlüsse aus dem Bereich mit niedriger Lumineszenz

3.4.7.5 Untersuchung der Form der Einschlüsse

3.4.7.5.1 Allgemeines

Wie schon in Kapitel 3.4.7.4 besprochen, führt die Abweichung des vom Einschluß durchlaufenen PT-Pfades vom PT-Pfad der Bildungsisochore zu einem internen Über- oder Unterdruck in den Einschlüssen. Dies hat zur Folge, dass sich die Form des Einschlusses je nach Größe des entstandenen Über- oder Unterdruckes verändert und ganz spezielle Formen von Einschlüssen entstehen (Vityk & Bodnar, 1995; Olsen & Ferry, 1995; Hurai & Horn, 1992; Touret, 1992; Selverstone, 1991). Folglich kann die Form eines Einschlusses nicht nur zur Abschätzung des zurückgelegten PT-Pfades, sondern auch zur Abschätzung der Größe der Abweichung vom PT-Pfad der Bildungsisochore herangezogen werden

3.4.7.5.2 Einfluß des vom Einschluß durchlaufenen PT-Pfades auf die Form fluidier Einschlüsse

Da die untersuchten Einschlüsse vorwiegend Einflüsse isothermaler Dekompression zeigen, werden ausschließlich diese hier behandelt.

- a) Bei 1,5 kbr Druckdifferenz bilden sich irreguläre Formen und necking down. Größere Einschlüsse werden hakenförmig.
- b) Bei 2,2 kbr zeigen 50-60 % der großen Einschlüsse benachbarte Flächen mit kleinen Einschlüssen. Mittelgroße und kleine blieben unverändert. Die Flächen könnten verheilte Risse sein.
- c) Bei 2,8 kbr treten bei mittelgroßen und großen Einschlüssen spröde Verformungen auf. Es bilden sich Risse, die sich an den Kristallgrenzen orientierten.

Das T_H -Intervall nimmt mit steigender Druckdifferenz zu, da immer noch Einschlüsse, vor allem kleine mit ursprünglicher Dichte, vorhanden sind. Die höchste gemessene Homogenisierungstemperatur entspricht der Reäquilibrations-Isochore und die kleinste gibt die Temperatur der Bildungsisochore an.

Die Verformungsrate beeinflusst im Wesentlichen die Art und Weise, wie Gesteine verformt werden, Hirth & Tullis (1992), Tullis (1990), Paterson (1987). Bei schneller Änderung der PT-Bedingungen können Formen auftreten, die bisher noch nicht bekannt sind. Allgemein gilt, dass bei internem Überdruck aus dem dekrepitierten Einschluß eine Gruppe von Satellit-Einschlüssen entsteht. Bei internem Unterdruck bildet sich ein dreidimensionales Netzwerk von Rissen und/oder Dislokationen, die den Einschluß umgeben. Diese Formen hängen aber auch vom Verhalten der Kristalle bei verschiedenen Temperaturen (plastisch, spröde) und verschiedenen Umgebungsdrücken ab, so dass selbst bei mehr als 1 kbr Überdruck nicht immer Risse auftreten. Bei internem Überdruck dekrepitieren große Einschlüsse schneller als kleine, Wanamaker et al. (1990), Bodnar et al. (1989), Leroy (1979). Eine Beziehung zwischen Größe und Reäquilibrationsintensität wurde auch bei natürlichen Einschlüssen festgestellt, Vityk et al. (1994), Hurai & Horn (1992) und Roedder (1984).

Mit dieser Methode können im wesentlichen isobare und isotherme Implosion sowie isobare und isotherme Explosion voneinander unterschieden werden.

3.4.7.5.3 Ergebnisse der Formanalyse

1. Die größeren Einschlüsse aus den Quarzknuern haben oft eine hakenförmige Form (Abbildung 92). An kleineren (5-7 μm) hingegen sind im IQP keine oder nur sehr selten auftretende Veränderungen der Form beobachtbar. In den BS haben diese Einschlüsse meist eine irreguläre Form (Abbildung 93). Die kleinsten Einschlüsse (1-3 μm) zeigen weder in den BS noch im IQP Anzeichen einer Formveränderung. In den BS sind oft Gruppen von Einschlüssen beobachtbar, bei denen größere Einschlüsse von Flächen mit kleineren umgeben sind, und auch postgenetische Veränderungen wie necking down sind öfters auch an vereinzelt Einschlüssen beobachtbar. Diese Beobachtungen führen zu der Annahme, dass in dem IQP die Einschlüsse einen Überdruck von bis zu 1,5 kbar haben könnten, der in den BS maximal 2 bis 2,5 kbar erreichen kann.



Abbildung 92. Hakenförmige Einschlüsse in den Quarzknuern des IQP (Maßstab =20 μm)



Abbildung 93. Einschlüsse in den BS mit irregulärer Form (Maßstab =20 μm)

2. Einschlüsse aus dem Bereich mit geringerer Fluoreszenz und aus den Störungsflächen zeigen keinerlei Formveränderungen. Bei den erstgenannten kann aufgrund ihrer Größe der Überdruck 1 kbar nicht überschreiten, ohne Auswirkungen auf die Form der Einschlüsse zu haben. Da in den Störungsflächen ausschließlich kleinere Einschlüsse vorkommen, die ihre Form auch bei großem Überdruck nicht verändern, kann eine Abschätzung des wirklich vorhandenen Druckes nicht gemacht werden.

3.4.7.6 Interpretation der Ergebnisse der Methoden zur Untersuchung von Fluiden Einschlüssen

Da bei der Untersuchung von fluiden Einschlüssen verschiedene Faktoren das Ergebnis beeinträchtigen können (siehe Kapitel 3.4.7.2), wird in diesem Teil die Art und Intensität der Beeinflussung dieser auf die Ergebnisse der verwendeten Methoden beschrieben. Da keine gegenteiligen Anzeichen vorhanden sind, wird davon ausgegangen, dass sich alle untersuchten Einschlüsse aus einer homogenen Phase gebildet haben. Die auftretenden reversiblen Volumenveränderungen können bei den mikrothermometrischen Messungen nicht aufgehoben werden, was zu einer Veränderung der T_h um 4-6°C führt. Einschlüsse, bei denen irreversible Veränderungen wie necking down und leakage auftraten, wurden mikrothermometrisch nicht untersucht. Die Reproduzierbarkeit der Messungen bei der Bestimmung der T_m -Werte wurde durch sequenzielles Heizen und Abkühlen in 0,2°C Schritten auf +/- 0,2°C beschränkt. Bei der Ermittlung der Homogenisierungstemperaturen beschränkt sich der Fehler auf +/- 1°C. Da nur H₂O-NaCl-haltige Einschlüsse untersucht wurden, hat die schnelle Erwärmung der Probenkammer bei tiefen Temperaturen keinen Einfluß auf die Ermittlung der T_e -Werte. Damit sind die oben genannten Meßfehler gegenüber den absoluten Meßwerten klein und haben keinen entscheidenden Einfluß auf die Interpretation der Ergebnisse. Fehler aus nicht erkanntem „necking down“ und „leakage“ sind nicht quantifizierbar. Die Bedingungen der Volumenkonstanz und der Veränderung der Zusammensetzung werden, wie Roedder (1984), Sterner und Bodnar (1989) sowie Hall und Sterner (1993) feststellten, nicht immer erfüllt. Es können durch Wasserverlust Unterschiede in der Dichte bis 2 % entstehen. 1 bis 2 % der Einschlüsse behalten aber ihre ursprüngliche Dichte (Vityk & Bodnar 1995a) und können rein optisch von den veränderten Einschlüssen nicht unterschieden werden.

1. Einschlüsse aus den Quarzkauern der BS und des IQP

Die Einschlüsse aus den Quarzkauern entstanden wahrscheinlich durch die Dekrepitation schon vorher vorhandener Einschlüsse, deren Spuren in den Dickschliffen noch deutlich sichtbar sind. Beim Zerplatzen oder Auslaufen von Einschlüssen entstehen im Wirtskristall Mikrorisse, an denen die freiwerdenden Fluide migrieren. Diese Fluide passen sich in ihrer Dichte den herrschenden meist niedrigeren PT-Verhältnissen ihrer Umgebung an. Sie können beim Verheilen dieser Risse erneut eingeschlossen werden. Dekrepitation kann durch spröde Deformation (durch Bruchbildung und Wiederverheilung) stattfinden. Fluide Einschlüsse können aber auch in Abwesenheit von Deformationsmechanismen durch Autodekrepitation während der Metamorphose zerstört werden. Sofern der Innendruck in einem Einschlusse größer wird als der Umgebungsdruck (z.B. durch Entlastung während der Hebung), kann dies zum Zerplatzen des Einschlusses führen. Ob und bei welchem Innendruck ein Einschlusse dekrepitiert, ist von seiner Größe und vom Wirtsmaterial abhängig. Bei Experimenten von Naumov et al. (1966) dekrepitierten fluide Einschlüsse in Quarz mit mehr als 20 µm Durchmesser schon während des Erhitzens bei Atmosphärendruck, wenn ihr Innendruck etwa 850 bar überschritt. Küster & Stöckert (1997), Naumov et al. (1966), Leroy (1979), Swanenberg (1980) und Bodnar et al. (1989) zeigten, dass Einschlüsse in Quarz bei einem Überdruck von 2 kbar und einer Größe von mehr als 10 µm dekrepitieren. Da die vorhandenen Einschlüsse auch schon deutliche Zeichen von erhöhtem Innendruck (~ 1,5 kbar in dem IQP und ~ 2-2,5 kbar in den BS) wie necking down, irreguläre Formen von kleinen Einschlüssen und hakenförmige große Einschlüsse zeigen, die bei den anderen Einschlussegenerationen nicht vorhanden sind, fand die Dekrepitation der vorhergehenden Einschlüsse schon sehr früh statt, wahrscheinlich während oder kurz nach dem Temperaturmaximum der Metamorphose vor ~30-25 Ma. Ob die Einschlüsse in den BS und im IQP aber gleichzeitig oder zu verschiedenen Zeitpunkten eingeschlossen wurden, kann

nicht gesagt werden. Wegen hohen internen Überdrucks und starker postgenetischer Veränderungen der Einschlüsse kann aber mit Sicherheit gesagt werden, dass diese Einschlüsse die älteste Generation bilden und wahrscheinlich vor ~ 20-25 Ma gebildet worden sind.

2. Einschlüsse aus den Störungsflächen der BS und des IQP

Die Untersuchung dieser Einschlüsse ergab, dass vor 11 Ma, zwischen 12-13 Ma und vor 17 Ma, Bewegungen an der Salzachstörung stattfanden. Dabei wurden Einschlüsse gebildet, deren Salinität mit ansteigendem Bildungsalter größer wird (Abbildung 94).

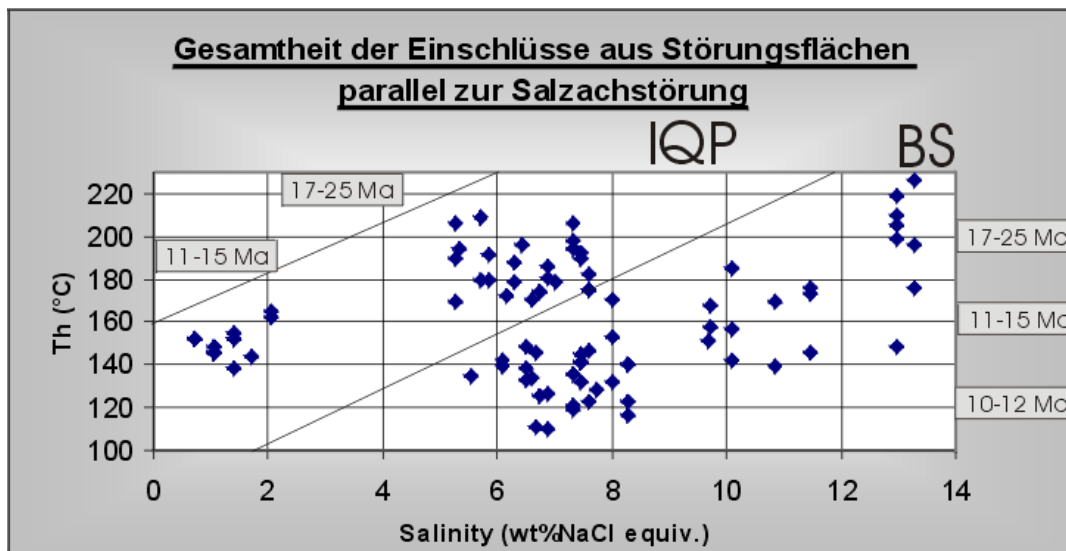


Abbildung 94. Veränderung der Salinität während der drei Einschlußphasen

Diese Veränderung der Salinität kann durch die Mischung mit in der Salzachstörung migrierenden niedrigsalinaren Fluiden oder durch abnehmende Salzgehalte der fluiden Phasen durch Zufluß von niedriger salinaren Lösungen während retrograder Metamorphose erklärt werden. Viele Störungsflächen hatten nur sehr kleine Einschlüsse und auch die meßbaren Einschlüsse waren kleiner als die der anderen Generationen. Die genauen Ursachen der Bildung von großen oder kleinen Einschlüssen sind noch nicht vollständig ergründet worden. Eigentlich erhöht sich die Löslichkeit von Quarz in Fluiden von Scherzonen wegen der erhöhten Spannung, was zur Bildung von großen Einschlüssen führen sollte, aber kleine Einschlüsse in Scherzonen sind eher die Regel als die Ausnahme. Die Größe von Einschlüssen hängt aber mit Sicherheit von folgenden Faktoren ab:

- Fluid-Solid Wechselwirkung (Lösungsrate, Diffusionsrate, Kristallisationsrate, Viskosität, Weite der Spalte)
- Mineraleigenschaften (Elastische Eigenschaften des Minerals, Löslichkeit des Minerals in der Flüssigkeit, Tektonischer Streß, Oberflächenspannung)

Wegen der noch unklaren Verhältnisse bei der Bildung von kleinen und großen Einschlüssen können noch keine Rückschlüsse über eventuell vorhandene Beziehungen zwischen Bewegungsraten sowie tektonischem Stress einerseits und Größe der Einschlüsse in Störungszonen andererseits gemacht werden.

Wie schon von Wagner (1993) beschrieben, findet während den Bewegungsphasen kein Elementaustausch zwischen den Bündner Schieferen und der Randphyllitzone statt. In den Einschlusspopulationen, die während den aktiven Phasen zwischen 12-13 Ma und 17 Ma gebildet wurden, ist ein deutlicher Unterschied zwischen der Salinität der Einschlüsse aus den

BS und dem IQP vorhanden (Abbildung 94). Innerhalb der genannten Schichten ändern sich die Salinitätswerte senkrecht zum Streichen der Salzachstörung nicht. Dieses bestätigt, dass die Salinität einer metamorphen fluiden Phase hauptsächlich vom Gesteinstyp und von Gleichgewichtsreaktionen zwischen den Mineralen kontrolliert wird (Crawford & Hollister, 1986).



Abbildung 95. Störungsflächen mit Einschlüssen die zwischen 12-13 Ma gebildet wurden in Quarzknauer der Bündner Schiefer

3. Einschlüsse aus dem Bereich mit geringer Fluoreszenz

Diese Einschlüsse bilden die jüngste gemessene Generation. Sie sind gekennzeichnet durch relativ große Einschlüsse, die keinerlei postgenetische Veränderungen zeigen. Sie wurden vor ~ 9 Ma durch Infiltration der Gesteinsschichten mit einem niedrigrisalinarem exotischen Fluid gebildet.

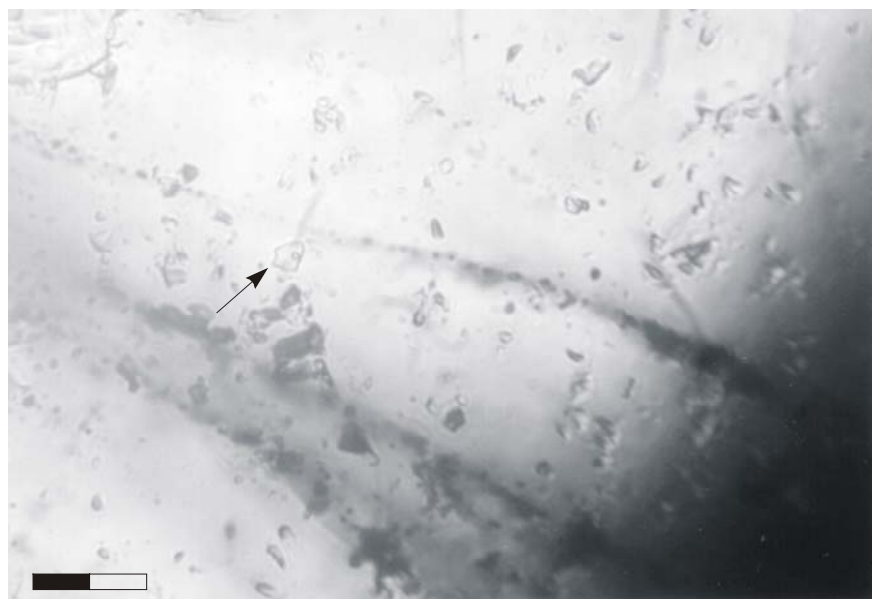
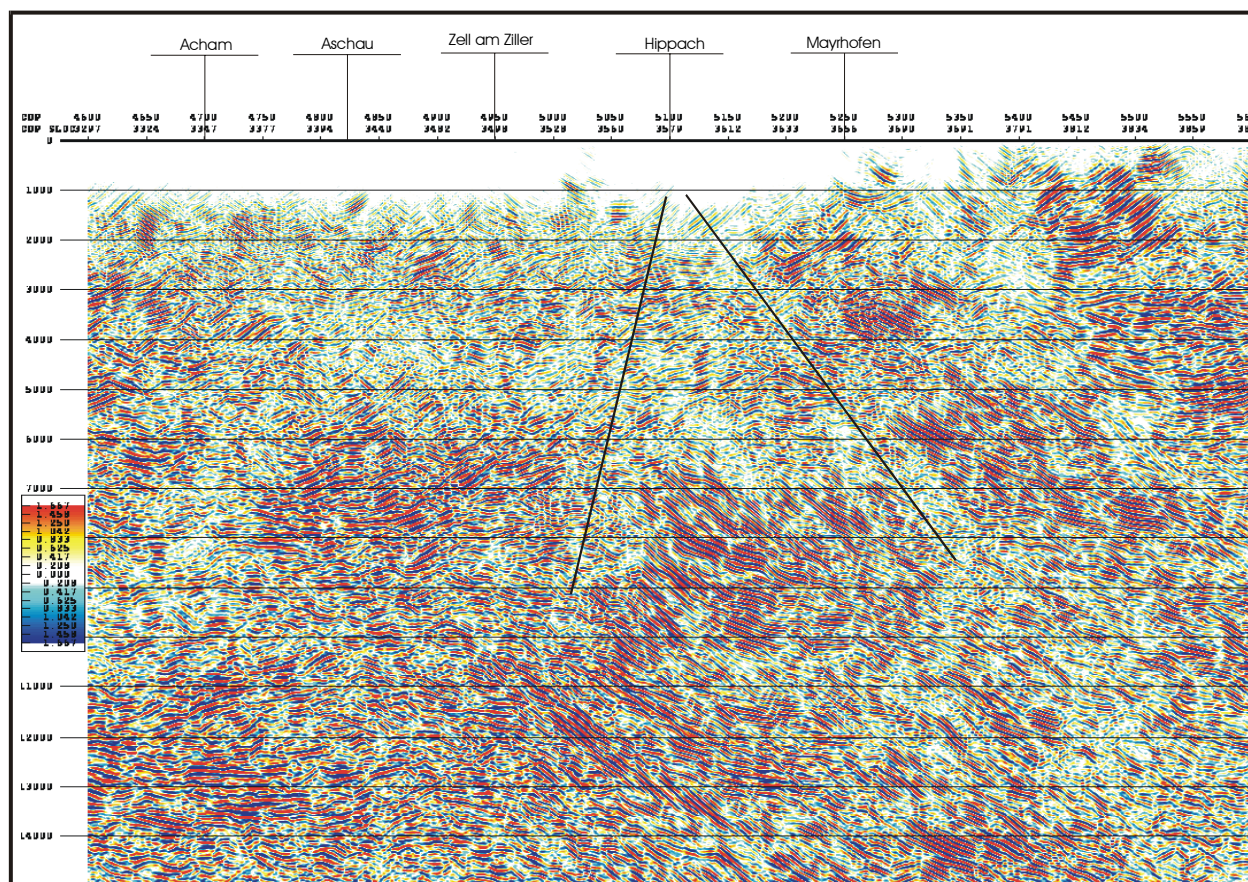


Abbildung 96. Einschlüsse aus dem Bereich mit geringer Fluoreszenz

3.5. Seismik

Die TRANSALP-Geotraverse schneidet die Salzachstörung bei Hippach. Beim Betrachten des seismischen Profils sind unterhalb von Hippach bis in einer Tiefe von 9 km zwei Bereiche mit fehlenden Reflektoren erkennbar. Diese können als Folge der Salzachstörung entstanden sein, die anhand dieser Interpretation sowohl steil nach N als auch mittelsteil nach S einfallen kann und dadurch keine Reflektoren im seismischen Profil erzeugt. Auffällig ist auch, dass nördlich des steil nach N einfallenden Bereiches die Reflektoren nach N einfallen und südlich davon nach S. Der genaue Verlauf der Salzachstörung sowie Angaben über vertikale Versatzbeträge können anhand dieses Profils nicht gemacht werden.



**Abbildung 97. Seismisches Profil des TRANSALP-Projektes
Länge des Profils=25 km
(seismische Bearbeitung: persönliche Mitteilung von E. Lüschen)**

3.6. Zusammenfassung

Mit der vor 100 Ma einsetzenden Subduktion des penninischen Ozeans begann die Akkretion der penninischen Einheiten, die sowohl in den penninischen Einheiten als auch im Unterostalpin zur Bildung von Falten mit E-W streichenden Faltenachsen führte (Genser et al., 1996; Miller et al., 1984; Ratschbacher et al., 1989; Vels, 1975; Weger, 1998). Diese N bis NW gerichtete Bewegung setzte sich auch nach der Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte und der Heraushebung des Tauernfensters nach Erreichen des Druckmaximums von 10 kbar bei Temperaturen von 500° C vor 46 Ma fort (Spear & Selverstone 1983, Selverstone 1984, Selverstone 1993, Christensen et al. 1994). Die durchgeführten tektonischen und Paläostress-Untersuchungen ergaben, dass sich nach der N gerichteten Kompression und der Bildung der Salzachstörung die Beanspruchungen von einer NNE gerichteten über eine NE bis zu einer E gerichteten Kompression änderte. Diese Änderung der Stressrichtung begann wahrscheinlich Ende Oligozän bis Anfang Miozän infolge der Indentation der Ostalpen, und setzte sich mit der Extrusion der zentralen Ostalpen fort. Wenn man die Quantität der gefundenen Harnischflächen als Indikator für die Intensität der an der Salzachstörung stattgefundenen Deformationsabfolgen heranzieht, müsste die NNE bis E gerichtete Kompression die bedeutendste im untersuchten Gebiet sein. Die Bewegungen entlang der Westfortsetzung der Salzachstörung begannen mit dem Einsetzen der NNE gerichteten Kompression und endeten auf Grund der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen wahrscheinlich vor 11 Ma. Diese Annahme wird auch durch die Untersuchungen des P-T-t Ablaufs in den Bündner Schiefen und im Innsbrucker Quarzphyllit sowie durch Untersuchungen im östlichen Bereich der Salzachstörung bestätigt. Die P-T-t Pfade zeigen ab 11 bis 12 Ma einen identischen Ablauf, was bedeutet, dass es keine wesentlichen vertikalen Versätze zwischen den penninischen und den unterostalpinen Einheiten mehr gab. Diese würde aber eine reine Blattverschiebung entlang der Salzachstörung voraussetzen, die anhand der Paläostress-Untersuchungen aber nicht bestätigt werden konnte. Ab Ende Miozän fand im östlichen Bereich der Salzachstörung eine dextrale Bewegung statt, deren Versatz von Ost nach West abnimmt, die aber im untersuchten Gebiet nicht nachgewiesen werden konnte und deshalb hier nur zum Stillstand der Bewegung an der Westfortsetzung der Salzachstörung führte. Der vertikale Versatz an der Salzachstörung, während der durch die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse nachgewiesenen Bewegung zwischen 17 und 11 Ma, konnte mit 0,5 kbar bestimmt werden. Anhand der Harnisch-Strömungen, die mit ungefähr 20° nach Westen einfallen, ergibt sich ein horizontaler Versatz in diesem Zeitraum von ungefähr 5 km. Dieser im Vergleich zum gesamten Versatz an der Salzachstörung, der im Westen mit 60 km angenommen wird, geringe Betrag zeigt, dass der größte Teil der Bewegung an der Salzachstörung in der frühen Entwicklungsphase Anfang Miozän stattgefunden hat und mit dem Höhepunkt des Aufstieges des Tauernfensters (33 bis 18 Ma) zusammenfällt.

3.7. Geodynamisches Modell

Perm – Trias: wurde in Kapitel 2.8 behandelt

Jura: Anfang Jura begann mit der Bildung des penninischen Ozeans, der ab Dogger zur Bildung von ozeanischer Kruste führte, die Ablagerung der Glocknerdecke.

Kreide: Mit dem Einsetzen der Subduktion im Süden des penninischen Ozeans an der Grenze Unter- zu Oberkreide begann die nordgerichtete Akkretion der penninischen Einheiten, die zwischen 70-46 Ma zur Bildung von E-W streichenden isoklinalen Falten führte. Die duktile Verformung der penninischen Einheiten beginnt nach Weger (1998) bei 70 Ma unter 400° C und 3 kbar. Auch im unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit wurden vor dem Einsetzen der Subduktion E-W streichende Falten gebildet. Während der Subduktion fand keine größere Verformung der Unterostalpinen Einheiten statt. Anhand der Straingeometrie und der eklogitfaziellen Metamorphose in der Glocknerdecke nimmt Weger (1998) an, dass sich das Tauernfenster an einem ehemaligen Vorsprung des europäischen Kontinentes befand.

Paläogen: Das Druckmaximum von 10 kbar wurde in den penninischen Einheiten im Eozän vor 46 Ma, bei Temperaturen, die knapp über 500° C lagen, erreicht. Der thermale Höhepunkt im Tauernfenster wurde in der Glocknerdecke im mittleren Oligozän (27 Ma) in einer Tiefe von 20 km nach Hebung aus 25 bis 28 km erreicht. In der Venedigerdecke wurde die höchste Temperatur von 550° C in 25 km (8 kbar) Tiefe nach Hebung aus maximal 35 bis 40 km, 5-10 Ma nach dem thermalen Höhepunkt in der Glocknerdecke (475° C) erreicht (Ratschbacher et al., 1991). Mit Beginn der Heraushebung setzte in den penninischen Einheiten eine EW Extension ein, die erst mit Beginn der spröden Verformung vor 17 Ma bei 300° C bis 400° C und 2 kbar endete. Die Kinematik der penninischen Einheiten ist unabhängig von der duktilen Deformation und Deckenstapelung in den austroalpinen Einheiten, die während Subduktion nur passiv auf den penninischen Einheiten transportiert wurden.

Neogen: Durch die Indentation der Ostalpen Anfang Miozän bildete sich am Nordrand des Tauernfensters die Salzachstörung, an der die penninischen Einheiten nach Osten extrudiert wurden. Die Stressrichtung änderte sich mit fortschreitender Extrusion sowohl in den penninischen als auch in den unterostalpinen Einheiten von N über NE nach E. Ab 17 Ma ist in den westlichen Tauern nur noch mit spröder Bewegung zu rechnen. Die Hauptbewegung an der Salzachstörung fand zu Beginn der Extrusion, während des Höhepunktes des Aufstieges des Tauernfensters (33 bis 18 Ma) statt. Zwischen 17 und 11 Ma fand nur noch ein horizontaler Versatz von 5 km statt. Die Bewegung an der Salzachstörung endete wahrscheinlich vor 11 Ma.

4. Literaturverzeichnis

ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une methode graphique de rechercher des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. Bull. Soc. geol. France, t. XIX, 6: 1309-1318.

ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for the given fault population. Tectonophysics, 56: T17-T26.

ANGELIER, J. (1991): Analyse chronologique matricielle et succession regionale des evenements tectoniques. C. R. Acad. Sci. Paris, 312: 1633-1638

AUER, M. (2001): Struktur und Kinematik der Nördlichen Kalkalpen im TRANSALP-Profil (Südbayern, Nordtirol). Unveröffentl. Diss. Universität Karlsruhe

BAKKER, R. J., JANSEN, J. B. H. (1994): A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. Contrib. Mineral Petrol. 116: 7-20

BEHRMANN, J. H., WALLIS, S. R. (1988): Hangendverschuppung des Tauernfenster Südrandes bei Kals (Osttirol) als Zeuge von eo-alpinem Underplating. Jb. Geol. Bundesanstalt 130/2: 133-138.

BEHRMANN, J. H. (1988): Crustal scale extension in a convergent orogen: The Sterzing-Steinach mylonite in the Eastern Alps. Geodynamica Acta 2: 63-73.

BEHRMANN, J., RATSCHBACHER, L. (1989): Archimedes revisited: A structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. Terra Nova 1: 242-252.

BEHRMANN, J. (1990): Kinematik der Kollision in den Ostalpen. Geotekt. Forsch., 76: 1-180.

BENTHAUS, M. (1993): Geologische Kartierung des Kesselbach-Einzugsgebietes südwestlich des Juifen. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

BIESEL, U. (1998): Geologische Kartierung 1 : 10000 des Südflügels der Thierseemulde um Veitsberg und Grabenbergalm (Tirol). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

BODNAR R. J., BINNS, P.R., HALL D.L. (1989): Synthetic fluid inclusions. Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluid inclusion in quartz at one atmosphere confining pressure. J. Metamorphic Geol. 7: 229-242

BODNAR, R. J., BETHKE, P. M. (1979): Systematics of stretching of fluid inclusions. Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. Econ. Geol. 79: 141-161

BODNAR, R. J., HALL, D. L., STERNER, S. M. (1988): Freezing point depression of NaCl-H₂O solutions. Econ. Geol. 83: 197-202

BOULLIER, A. M., FRANCE-LANORD, C., DUBESSY, J., ADAMY, J., CHAMPENOIS, M. (1991): Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya Mountains(Nepal). Contrib. Mineral. Petrol., 107: 358-372.

BOYER, S. E., ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol. 66: 1196-1230.

BRANDNER, R., ORTNER, H. (1999): The different rotational history of Northern and Southern Alps – consequences and questions. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, Vol. 52: Abstracts of the 4th Workshop on Alpine Geological Studies, Tübingen 21-24 Sept. 1999: 130-131.

BRAUN, J., BEAUMONT, C. (1995): Three dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: Implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California, and central South Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 100/B9: 18059-18074.

BUCHER, E. (1994): Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Falkenmoosalm und Achenal. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München.

BURKHARD, M. (1990): Aspects of large scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae geol. Helv.* 89/1: 111-127.

BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Structural Geol.* 15: 351-368.

CARTER, N. L., KRONENBERG, A. K., ROSS, J. V., WILTSCHKO, D: V. (1990): Control of fluids on deformation of rocks. In: Knipe, R. J. & Rutter, E.H. (eds): *Deformation mechanisms, rheology and tectonics.* Geol. Soc. Spec. Publ. 54:1-13, London

CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A., SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps - evidence from paleomagnetism and facies analysis. *Geology*, 18: 828-831.

CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A., STONER, J. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria), *Tectonics*, 11: 792-810.

CHRISTENSEN, J.N., SELVERSTONE, J., ROSENFELD, J.L., DEPAOLO, D.J. (1994): Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window. Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 118: 1-42.

CORDIER, P., DOUKHAN, J. C. (1989): Water solubility in Quartz and its influence on ductility. *Eur. J. Mineral.* 1: 221-237

CORDIER, P., DOUKHAN, J.C., RAMBOZ, C. (1994): Influence of dislocation on water leakage from fluid inclusions in quartz: a quantitative reappraisal. *Eur. J. Mineral.* 6: 745-752

CRAWFORD, M.L., HOLLISTER, L.S. (1986): Metamorphic fluids: The evidence from fluid inclusions. -In: Walther, J.V. and Wood, B.J., (eds.): *Fluid-rock interactions during metamorphism:* 1-35.

DALLMEYER, R. D., HANDLER, R., NEUBAUER, F., FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Wedge: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr-Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. *Journal of Geology*, 106: 71-86.

DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D., PUTIS, M. (1996): Tectonothermal evolution of internal Alps and Carpathians: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral and whole-rock data. *Eclogae Geol. Helv.* 89/1: 203-227.

DECKER, K., PERESSON, H. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps(Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. *Tectonophysics* 272: 125-157.

DEWEY, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7/6: 1123-1139.

DINGELDEY, C., DALLMEYER, R. D., KOLLER, F., MASSONNE, H. J. (1997): P-T-t history of the lower Austroalpine nappe complex in the "Tartaler Berge" NW of the Tauern Window; implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129, no.1: 1-19

DOGLIONI, C. (1992): The Venetian thrust belt. In: McClay, K. R. (eds.): *Thrust tectonics*: 319-324.

DRESMANN, H. (2000): Bilanzierung zweier geologischer Profile zwischen Tegernsee (Deutschland) und Schwaz (Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Universität Karlsruhe.

EDENHARTER, M. (1998): Geologische Kartierung des Südflügels der Thierseemulde zwischen Fuchsloch und Schmalegger Joch. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

EINSIEDL, F. (1995): Zur Geologie der Thierseemulde im Gebiet zwischen Klamm- und Rotmöserskopf östlich von Achenwald (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

EISBACHER, G. H., BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria; *Eclogae Geol. Helv.*, 89: 553-571.

EISBACHER, G.H., BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction. *Intal thrust sheet. Northern Calcareous Alps. Western Austria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 20: 389-406.

EISBACHER, G.H., LINZNER, H.G., MEIER, L., POLINSKI, R., (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. *Eclogae Geol. Helv.*, 83: 711-725.

EL MOHALHIL, A. (1997): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen Gufferthütte-Ht. Sattelkopf und Schneidjoch-Abendstein (Tirol/Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

ELIAS, J. (1998): The thermal history of the Ötztal-Stubai-complex (Tyrol, Austria/Italy) in the light of the lateral extrusion model. *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe A*, 42: 1-172.

FAUPL, P., WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 79-94.

FERREIRO-MÄHLMANN, R., MORLOCK, J. (1992): Das Wettersteingebirge, Widerlager der allochthonen Inntaldecke und der Ötztalmasse, Motor tertiärer posthumer NW-Bewegungen im Mieminger Gebirge, Nordtirol, Österreich. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 18: 1-34.

FERRILL, D. A. (1991): Calcite twin width and intensities as metamorphic indicators in natural low temperature deformation of limestone. *J. Structural Geol.* 13: 667-675.

FOHRMANN, G. (1996): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen Halserspitze und Schneidjoch (Österreich, Tirol). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60: 121-139.

FRISCH, W. (1984): Sedimentological Response to Late Mesozoic Subduction in the Penninic Windows of the Eastern Alps. *Geol. Rundsch.*, 73: 33-45.

FRISCH, W., DUNKL, I., KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, 327: 239-265.

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.

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

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

GAUPP, R. H. (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate der Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). *Zitteliana*, 10: 155-171.

GAWLICK, H. J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T., BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geol. Rundschau*, 87: 644-657.

GENSER, J., NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (eastern Alps). *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 81: 233-243.

GENSER, J., VAN WEES, J. D., CLOETHINGH, S., NEUBAUER, F. (1996): Eastern Alpine tectono-metamorphic evolution: constraints from two-dimensional P-T-t modeling. *Tectonics*, 15: 584-604.

GRUBER, P., FAUPL, P., KOLLER, F. (1992): Zur Kenntnis basischer Vulkanitgerölle aus Gosaukonglomeraten der östlichen Kalkalpen – Ein Vergleich mit Vulkaniten aus dem Haselgebirge. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 84: 77-100.

GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic Evolution of the Habach- Formation, a Review. *Mitt. Oesterr. Geol. Ges.*, 81: 133-149.

GRUNDMANN, G., MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, 128/2: 197-216.

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

HAAS, Jr., J.L. (1970): An equation for the density of vapor-saturated NaCl-H₂O solutions from 75°C to 325°C. *-Amer. J. Sci.*, 269: 489-493.

HALL, D. L., STERNER, S. M. (1993): Preferential water loss from synthetic fluid inclusions. *Contrib. Mineral Petrol.* 114: 489-500

HIRTH, G., TULLIS, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 14: 145-159

HITZ, L. (1996): The deep structure of the Engadine Window: Evidence from deep seismic data. *Eclogae Geol. Helv.* 89/2: 657-675.

HORNSCHILD, I. (1998): Die Geologie des Gebietes um die Erzherzog-Johann-Klaus (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

HURAI, V., HORN, E. (1992): A boundary layer-induced immiscibility in naturally re-equilibrated H₂O-CO₂-NaCl inclusions from metamorphic quartz (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Contrib. Mineral Petrol.* 112: 414-427

HUTTER, U. (1993): Zur Geologie der Thiersee- und Karwendelmulde im Juifengebiet (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

JUNG, D. (1998): Geologische Kartierung 1:10000 des Nordflügels der Thierseemulde östlich vom Hinteren Sonnwendjoch. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

KARIUS, A. (1993): Geologische Kartierung der Umgebung des Dollmannsbaches nordwestlich von Achenkirch (Tirol). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

KEPPLER, A. (1991): Geologische Untersuchungen an der Nordflanke des Gerlostales zwischen Gmünd und Gerlos (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

KERKHOF, A. M., VAN DEN BEHR, H. J. (1994): Cathodoluminescence studies of quartz as a tool for interpretation of fluid inclusions transportation (abstract). PACROFI V, Cuernavaca, Mexico: 105

KERRICH, R. (1976): Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. *Contrib. Mineral Petrol.* 59: 195-202

KLEMM, A. (1992): Geologische Untersuchungen an der Nordflanke des Gerlostales zwischen Isskogel und Ebenfeld (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

KOHLER, S. (1994): Geologische Kartierung des Gebietes östlich von Achenkirch. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

KRUHL, J. H. (1993): The P-T-d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. *J. Metam. Geol.* 11/1: 31-48.

KURZ, W. (1993): Strukturentwicklung längs der Mölltallinie (südöstliches Tauernfenster). Unveröffentl. Diplomarbeit Universität Graz.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. (1995): Kinematics of the Penninic Glockner Nappe (Tauern Window, Eastern Alps, Austria) during continent collision and exhumation. 2nd Workshop an Alpine Geology, Basel, 5.-7.1.1995, Abstract Vol.: 118-119.

KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. (1996): Kinematics of Penninic nappes (Glockner Nappe and basement-cover nappes) in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision. *Eclogae Geol. Helv.* 89: 573-605.

KÜSTER, M., STÖCKERT, B. (1997): Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos* 41: 151-167

LACHNER, O. (1993): Geologische Kartierung des Höhenzuges Hochplatte-Plickenkopf zwischen Unteraulalpe und Blaserlbach. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

LACKSCHEWITZ, K. S., GRÜTZMACHER, U., HENRICH, R. (1991): Paleooceanography and rotational block faulting in the Jurassic carbonate series of the Chiemgau Alps (Bavaria). *Facies*, 24: 1-24.

LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. *Jahrb. Geol. B. A. Wien* 129/1: 51-67.

LAMMERER, B. (1988): Thrust regime and transpression regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). *Geol. Rundsch.* 77: 143-156.

LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E., WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). *Geol. Rundschau* 65: 436-459.

LAMMERER, B., WEGER, M. (1998): Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern window in the Eastern Alps of Europe. *Tectonophysics*, 285: 213-230.

LAUBACH, S. E. (1989): Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid inclusions planes) in sandstone, east Texas Basin, USA. *J. Struct. Geol.*, 11: 603-611

LAUBSCHER, H. (1996): Shallow and deep rotations in the Miocene Alps. *Tectonics* 15/5: 1022-1035.

LE PICHON, X., BERGERAT, F., ROULET, M. J. (1988): Plate kinematics and Tectonics leading to the alpine Belt Formation; A New Analysis. In: CLARK, S. P. Jr., BURCHFIEL, C., SUPPE, J. (eds): *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geol. Soc. America Sp. Paper 218: 111-132.

LEDOUX, H. (1984): Interferierende Kleinfaltensysteme und ihre Bedeutung für den Bau des Tuxer-Joch-Gebietes (Tauernfenster, Tirol). *Geol. Rundsch.* 73/1: 91-112.

LEIN, R., GAWLICK, H. J. (2000): Neugliederung der Mürzalpen-Vielfaziesdecke auf der Basis von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration (CAI) Daten. *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, 43: 82-83.

LEMMLEIN, G. G. and KLEVTSOV (1961): Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H₂O-NaCl. -*Geochemistry*, 2: 148-158.

LEROY, J. (1979): Contribution a l'etalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur decrepitation. *Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallogr.* 102: 584-593

LESPINASSE, M., PECHER, A. (1986): Microfracturing and regional stress field: A study of the preferred orientation of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *J. Struct. Geol.*, 8: 169-180

LINZER, H. G. (1989): Ausgeglichenes Profil und Kinematik der zentralen Lechtal- und Inntaldecke. *Diss. Univ. Karlsruhe*.

LINZER, H. G., FRISCH, W., MOSER, F. J., RATSCHBACHER, L. (1991a): Palinspastic reconstruction and kinematic model of the Northern Calcareous Alps: balanced cross sections through a transpressional thrust and fold belt. *Terra Abstr.* 3: 223.

LINZER, H. G., FRISCH, W., RATSCHBACHER, L. (1990): Deformation pathway of the Northern Calcareous Alps: subsidence and destruction. *Terra Abstr.* 2: 16.

LINZER, H. G., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 242: 41-63.

LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the foldthrust belt of the Northern Calcareous Alps. In: F. Neubauer, F. Ebner and W. Wallbrechter (Editors), *Tectonics of the Alpine-Carpathian-Pannonian Region*: 41-61.

LISLE, R. J. (1988): ROMSA: A Basic program for paleostress analysis using fault-striation data. *Computers & Geosciences*, 14 (2): 255-259

MANCKTELOW, N. S. (1993): Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. *J. Metamorphic Geol.* 11: 801-812.

MANCKTELOW, N. S. (1995): Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *J. Geophys. Research* 100/B1: 571-583.

MANDL, G. W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 61-77.

MARTON, E., KUHLEMANN, J., FRISCH, W., DUNKL, I. (2000): Miocene rotations in the Eastern Alps – palaeomagnetic results from intramontane basin sediments. *Tectonophysics*, 323: 163-182.

MAVROGENES, J. A., BODNAR, R. J. (1994): Hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: experimental evidence and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 141-148

MAY, T. (1998): Kinematik der Krabach-Klippen und des Kreideschieferbeckens, Tirol, Österreich. Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe.

MAY, T., EISBACHER, G. H. (1999): Tectonics of the synorogenic „Kreideschiefer basin“, northwestern Calcareous Alps, Austria. *Eclogae Geol. Helv.*, 92: 307-320.

MESCHEDE, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie. Enke Verlag: 169 S.

MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I., BEIL, F. (1984): Der Nordwestrand des Tauernfensters-stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. *Z. dt. geol. Ges.* 135: 627-644.

MORGAN, G. B., CHOU, I-MING, PASTERIS, J.D., OLSEN, S. N. (1993): Re-equilibration of CO₂ fluid inclusions at controlled hydrogen fugacities. *J. Metamorphic Geol.* 11: 155-164

MORTEANI, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupstal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). *Verh. Geol. B. A. Wien*: 287-314.

MOSETTER, I. (1997): Geologische Kartierung des „Marchbachtals“ in Nordtirol. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

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

NAGEL, K. H., SCHÜTZ, K. I., SCHÜTZ, S., WILMERS, W., ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). *Geol. Rundschau*, 65: 536-557.

NAUMOV, V. B., BALITSKIY, V. S., KHETCHIKOV, L. N. (1966): Correlation of the temperatures of formation, homogenization and decrepitation of gas-fluid inclusions. Akad. Nauk. SSSR Dokl 171:146-148

NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. Geowissenschaften 12: 136-140.

NEUBAUER, F., DALLMEYER, R., DUNKL, I., SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. Tectonophysics, 242: 79-89.

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

NEUBAUER, F., HANDLER, R. (2000): Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: How do these units correlate? Mitt. Österr. Geol. Ges., 92: 35-59.

NEUMAIER, H. (1995): Geologische Kartierung der Umgebung des Klammbachs östlich von Achenkirch (Tirol). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

OBERNDORFER, P. (1997): Geologische Kartierung zwischen Halserspitze und Bayralm. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

OEHLKE, M., WEGER, M., LAMMERER, B. (1993): The "Hochfeiler Duplex"-imbrication tectonics in the SW Tauern Window. Abh. Geol. B. A. Wien 49: 107-124.

OLSEN, S. N., FERRY, J. M. (1995): A comparative fluid inclusion study of the Waterville and Sangerville (Vassalboro) Formations. Contrib. Mineral Petrol. 118: 396-413

ONCKEN, O. (1988): Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, Federal Republic of Germany). Tectonophysics, 152: 19-40; Amsterdam.

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

ORTNER, H. (2000): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Mutterkopf, Northern Calcareous Alps. Internat. J. of Earth Sciences,

ORTNER, H., SACHSENHOFER, R. (1996): Evolution of the lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. In: Wessely, G. & Liebl, W (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publication No. 5: 237-247.

PATERSON, M. S. (1987): Problems in the extrapolation of laboratory rheological data. Tectonophysics 133: 33-43

PERESSON, H., DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. Tectonophysics, 272: 125-157.

PETRI, E. (1998): Geologische Kartierung des Gebietes nördlich des Marchbachs, zwischen Bärenjoch und Hinterem Sonnwendjoch. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

PLATT, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Bulletin 97: 1037-1053.

PLATT, J. P. (1987): The uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Phil. Trans. Royal Soc. London A* 321: 87-103.

PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H., CUNNINGHAM, P. C., DEWEY, J. F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M. G., WALLIS, S., WESTON, P. J. (1989): Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature* 337: 158-161.

POBER, E., FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geol. Rundschau*, 77: 641-670.

POTTER, R.W., BROWN, D.L. (1975): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C and pressures up to 2000 bar based on a regression of the available literature data. -U.S. Geol. Survey Open-File Rept. No. 75-636: 31.

QUENSTEDT, W. (1933): Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. *Z. dt. geol. Ges.*, 85: 459-461.

QUENSTEDT, W. (1951): Geologische Exkursionen in das Achenal-Gebiet (Tirol). *Geol. Bav.*, 6: 55-64.

RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. *Tectonophysics*, 125: 335-356.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. (1993): Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the Alps: the Eastern Alps. In: von Raumer, J. F., Neubauer, F. (eds.) *Pre-mesozoic geology in the Alps*, Springer Verlag: 41-51.

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

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M., NEUGEBAUER, J., (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology*, 17: 404-407.

RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, PH., COBBOLD. P., 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part I. Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10: 245-256.

RATSCHBACHER, L., SPERNER, B., MESCHÉDE, M. & FRISCH, W. (1994): Computer Techniken und Anwendungen: Eine Computerprogramm-bibliothek zur quantitativen Strukturanalyse. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 21*. Tübingen

REITZ, E., DANECK, T., MILLER, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. *Jahrb. Geol. B. A. Wien* 132: 751-760.

RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D., KRÁLIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. *J. Geol. Soc. London*, 146: 835-849.

RISCH, H. (1985): Gosau. In: Wolff, H. : *Geologische Karte von Bayern 1:25.000; Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrisch Zell*, Bayer. Geol. L. A., München: 94-99.

ROEDDER E. (1984) Fluid Inclusions. In: Paul H. Ribbe (ed.): *Reviews in Mineralogy*. Mineral Soc. Am., 12: 646.

ROEDDER, D. (1989): South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. In: Coward, M. P., Dietrich, D., Park, R. G. (eds.): Alpine tectonics. Geol. Soc. London Sp. Publ. 45: 211-227.

ROEDDER, D. (1992): Thrusting and wedge growth, southern Alps of Lombardia. Tectonophysics 207: 199-243.

ROEDDER, E., SKINNER, B.J. (1968): Experimental evidence that fluid inclusions do not leak.-Econ. Geol., 63: 715-726.

ROLLER, G. (1993): Geologische Kartierung des Höhenzuges Marbichler Spitze-Kafell-Rether Kopf-Marlkopf. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

ROYDEN, L. (1996): Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. J. Geophys. Res. 101/B8: 17679-17706.

RÜFFER, T. (1999): Exkurs: Sedimentation und Faziesräume in der nordalpinen Trias. In Hauschke, N. und Wilde, V. (eds.): Trias – Eine ganz andere Welt; Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 175-204.

RYDVAL, P. (1993): Bericht zur Kartierung der Schichten der Glocknerdecke am Nordwestrand des Tauernfensters im Bereich des Almdorfes Königsleiten. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

SATTERLEY, A. K. (1996): Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein Limestone, Austria: The role of patterns of the sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin system. J. Sediment Res., 66: 307-323.

SCHACHL, S. (1996): Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Natterwand und Blaubergkamm. Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

SCHENK, P. (1990): Mikrothermometrische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zur Genese der Schelitlagerstätte Felbertal, Ostalpen, Münchner Geologische Hefte 1: 189 S

SCHEUCHER, H. (1997): Diplomkartierung vom Ragstattjoch bid zum Harrerberg (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

SCHMID, S. M., HAAS, R. (1989): Transition from nearsurface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. Tectonics 8: 697-718.

SCHMID, S. M., FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. Eclogae Geol. Helv., 86: 569-593.

SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G., KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics, 15: 1036-1064.

SCHMIDT, S. (1994): Geologische Kartierung um den Plickenkopf westlich von Achenkirch (Tirol/Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München.

SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. Cretaceous Res. 13: 405-419.

SCHÖN, Ch., LAMMERER, B. (1993): Strainanalyse an grobklastischen Metasedimenten des westlichen Tauernfensters. Abh. Geol. Bundesanst. 49: 47-106.

SCHÖNBORN, G. (1992): Kinematics of a transverse zone in the Southern Alps, Italy. In: McClay, K. R. (eds.): Thrust tectonics: 299-310.

SCHÜTZ, K. I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und Karwendelmulde. Geotekt. Forsch., 57: 1-87.

SCHWEIGL, L., NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the Central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics of the Alps. Eclogae Geol. Helv., 90: 303-323.

SCHWEIZER, T. (1990): Die klastisch/karbonatische Raibler Gruppe und ihre Unterlager (Vorarlberg und Drauzug, Österreich) – ein Hinweis auf Meeresspiegelschwankungen. Unveröff. Diss. Univ. Freiburg.

SELVERSTONE, J. 1993: Micro- to macroscale interactions between deformational and metamorphic processes, Tauern Window, Eastern Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73: 229-239.

SELVERSTONE, J., 1988: Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. Tectonics, 7: 87-105.

SELVERSTONE, J., AXEN, G. J., BARTLEY, J. M. (1995): Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner Line normal fault, eastern Alps. Tectonics 14: 264-278.

SELVERSTONE, J., PHILIPPOT P. (1991): Trace-element-rich brines in eclogite veins: implications of fluid composition and transport during subduction. Contrib. Mineral Petrol. 106: 417-430

SELVERSTONE, J., SPEAR, F. S., FRANZ, G., MORTEANI, G. (1984): High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. J. Petrol. , 25: 501-531.

SHEPHERD, T., RANKIN, A. H. and ALDERTON. D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusions studies. –Blackie: 239 S.

SPEAR, F., SELVERSTONE, J. (1985): Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern window. J. Metamorph. Geol. 3: 439-465.

SPENGLER, E. (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen (1. Teil: Westabschnitt). Jb. Geol. B. A., 96: 1-64.

SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen (2. Teil: Mittelabschnitt). Jb. Geol. B. A., 99: 1-74.

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

SRIKANTAPPA, C., RAITH, M., TOURET, J. L. R. (1992): Synmetamorphic high-density carbonic fluids in the lower crust: evidence from the Nilgiri granulites, southern India. J. Petrol. 33: 733-760

STAMPFLI, G. M., MARCHANT, R. H. (1997): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: Pfiffner, O. A., Lehener, P., Heitzmann, P., Mueller, S., Steck, A. (eds.): Results of NRP 20: Deep Structure of the Swiss Alps, Birkhäuser-Verlag: 223-240.

STEINMANN, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. Jb. Geol. B. A., 137: 675-721.

STERNER, S. M., BODNAR, R. J. (1989): Synthetic fluid inclusions. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory simulated metamorphic burial and uplift: *J. Metamorphic Geol.* 7: 243-260

SWANENBERG, H. E. C. (1980): Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from SW Norway: *Geol. Ultraiectina* 25

TANNER, D. C., BEHRMANN, J. H., DRESMANN, H. (2001): Three-dimensional Retrodeformation of the Lechtal Nappe, Northern Calcareous Alps. In press.

TERMIER, P., (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Geol. France*, 4e Serie, t. III: 711-766.

TERMIER, P., (1912): Resultats scientifiques de l'escursion alpine de la "Geologische Vereinigung": Les nappes lepontines dans les Tauern. *C. R. Ac. Sc.* 155: 678.

THÖNI, M., JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for a eo-Alpine high P-metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73: 177-189.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. Franz Deutike, Wien.

TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3 Teil: Der Westabschnitt. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 62: 78-170.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 2. Franz Deutike, Wien

TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Band 3. Franz Deutike, Wien.

TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehung zum Ostmediterrän. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 80: 47-113.

TOURET, J. L. R. (1992): Fluid inclusions in subducted rocks. In: LePichon X, Touret J. L. R., van Hinte J. (eds) *Le role des fluides dans les zones de subduction*. Maison Descartes, Amsterdam : 385-403

TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P., ULMER, P. (1990): Mid-Cretaceous, primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps: significance for Austroalpine geodynamics, *Geol. Rundsch.*, 79: 85-97.

TULLIS, J. (1990): Experimental studies of deformation mechanism and microstructures in quartz-feldspathic rocks. In: Barber D. J., Meredith PG (eds) *Deformation processes in minerals, ceramics and rocks*. Unwin Hyman Press. London: 190-227

TURNER, F. J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.*, 251: 276-298

VEIT, A. (1993): Geologie des Gebietes Königsleiten-West (Tirol/Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

VENCZEL, N. (1994): Geologische und mikrofazielle Untersuchungen im Gebiet von Achenkirch (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

VITYK, M. O., BODNAR, R. J. (1995): Textural evolution of fluid inclusions in quartz during Re-equilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contrib. Mineral Petrol.* 121: 309-323

VITYK, M. O., BODNAR, R. J. (1995a): Do fluid inclusions in high grade metamorphic terranes preserve peak metamorphic density during retrograde decompression? *Am. Mineral* 80: 641-644

VITYK, M. O., BODNAR, R. J. (1996): Plastic flow versus brittle deformation: do fluid inclusions in high temperature metamorphic environments decrepitate? (abstract). *PACROFI VI, Madison, WI* 1996: 141-142

VITYK, M. O., BODNAR, R. J. (1997): Fluid inclusions: novel micro-strain indicators (abstract). *Int. Conf. Deformation Mechanisms Nat. Exp., Basel, Abstr. Vol.:* 35

VITYK, M. O., BODNAR, R. J. (1998): Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression Reäquilibration. *Contrib. Mineral Petrol* 132: 149-162

VITYK, M. O., BODNAR, R. J., SCHMIDT, C.S. (1994): Fluid inclusions as tectonothermobarometers: relation between pressure-temperature history and Reäquilibration morphology during crustal thickening. *Geology* 22: 731-734

VOGELGSANG, A. (1992): Geologische Untersuchungen im Gerlostal zwischen Gerlos und Krummbach (Tirol, Österreich). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

VON BLANCKENBURG, F., DAVIES, J.H. (1996): Feasibility of the double slab breakoff (Cretaceous and Tertiary) during the Alpine convergence. *Eclogae Geol. Helv.* 89: 111-127.

WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. *Bochumer Geol. und Geotechn. Arbeiten*, 27: 27-38.

WAGNER, S. (1993): Untersuchungen zu Elementmobilisationen an Bewegungshorizonten der zentralen Ostalpen. Unveröffentl. Diss. Ludwig-Maximilians-Universität München, 86 S.

WANAMAKER, B. J., WONG, T. F., EVANS, B. (1990): Decrepitation and crack healing of fluid inclusions in San Carlos olivine. *J. Geophys. Res.* 95: 15623-15641

WEGER, M., LAMMERER, B. (1998): Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. *Tectonophysics* 285: 213-230.

WEGER, M (1998): Duktile Kinematik kontinentaler Kruste am Beispiel der Zentralgneise des westlichen Tauernfensters (Ostalpen, Österreich und Italien). *Münchner Geol. Hefte A22*: 268 S.

WENK, H. R. (1985): Carbonates. In: *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks.: An Introduction to Modern Texture Analysis.* Academic Press, Orlando: 361-384.

WILLINGSHOFER, E., VAN WEES, J. D., CLOETINGH, S. A. P. L. (1999): Thermomechanical consequences of cretaceous continent-continent collision in the eastern Alps (Austria): Insights from two-dimensional modeling. *Tectonics* 18: 809-826.

WILKINS, R.W.T., BARKAS, J.P. (1978): Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 293-229.

WINKELMANN, M. (1992): Kartierbericht zur oberen Schieferhülle des Tauernfensters zwischen Königsleiten und Krimml im Bereich der Gerlosplatte (Salzburger Land). Unveröffentl. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München

ZHANG, Y. G., FRANTZ, J. D. (1985): Determination of the homogenisation Temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-H₂O using synthetic fluid inclusions. Chem. Geol. 64: 335-350

LEBENS LAUF

PERSÖNLICHE DATEN

Vorname / Name	Edgar Beer
Geburtsdatum / Ort	05.10.1965 in Hermannstadt
Anschrift	Bärenwaldstraße 7, 81737 München
Familienstand	verheiratet
Staatsangehörigkeit	deutsch

PROMOTION

Nov/1997 –	Promotion Geologie Ludwig-Maximilians-Universität München Thema „Vergleichende tektonische Untersuchungen an zwei längsalpinen Störungen: Der Achentaler Schubmasse und der Salzachstörung“
------------	---

STUDIUM

Nov/1997 –	Studiengang Maschinenbau Technische Universität Dresden
Nov/1990 – Nov/1996	Studiengang Geologie/Paläontologie Ludwig-Maximilians-Universität München Abschluß: Diplom
Sep/1985 – Nov/1989	Studiengang Maschinenbau Universität Lucian Blaga Hermannstadt Abschluß: Vordiplom

WEHRDIENST

Sep/1984 – Jun/1985	Grundwehrdienst
---------------------	-----------------

BERUFSAUSBILDUNG

Sep/1980 – Jun/1984 Ausbildung zum Maschinenschlosser
Abschluß: Schlosserbrief

SCHULBILDUNG

Sept/1980 – Jun/1984 Gymnasium für Mathematik und Physik
„Samuel von Brukenthal“ Hermannstadt
Abschluß: Abitur

Sep/1972 – Jun/1980 Grundschule Hermannstadt

BERUFLICHE ERFAHRUNGEN

Sep/2001 – Feb/2002 Wissenschaftlicher Mitarbeiter
Ludwig-Maximilians-Universität München

Nov/2000 – Mai/2001 Diplomarbeit für Produktion Hinterachsen bei MAN
Nutzfahrzeuge AG München. Thema „Einführung eines
Werkzeugverwaltungssystems“. IST-ANALYSE und
Optimierung der Werkzeugorganisation. Kostenanalyse und
Auswahl eines Werkzeugverwaltungssystems.

Mär/1999 – Mär/2001 Wissenschaftlicher Mitarbeiter
Ludwig-Maximilians-Universität München

Apr/2000 - Aug/2000 Studienarbeit für Produktion Hinterachsen bei MAN
Nutzfahrzeuge AG München. Thema „Untersuchung der in
der Werkzeugorganisation verwendeten EDV-Systeme.

Mai/1990 – Nov/1990 Maschinenschlosser Hinterachs-Montage und –Reparatur bei
MAN Nutzfahrzeuge AG München
