

**Paläozoische Akkretion am paläopazifischen  
Kontinentalrand der Antarktis in  
Nordvictorialand - P-T-D-Geschichte und  
Deformationsmechanismen im Bowers Terrane**

**Paleozoic accretion at the Paleopacific margin  
of Antarctica in North Victorialand - P-T-D-history  
and deformation mechanisms in the  
Bowers Terrane**

---

**Stefan Matzer**

**Ber. Polarforsch. 173 (1995)  
ISSN 0176 - 5027**

Stefan Matzer

Geologisch Paläontologisches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Senckenberg Anlage 32, Frankfurt, Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung der Dissertation, die 1995 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Frankfurt unter dem Titel „Tektono-metamorphe Entwicklung, Verformungsmechanismen und Geometrie in der Prehnit-Pumpellyit-faziellen Kruste des Bowers Terrane - Akkretionsgeschichte am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand“ vorgelegt wurde.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung .....	5
Summary .....	7
Abkürzungsverzeichnis .....	9
<b>1 Einleitung .....</b>	<b>11</b>
<b>2 Erforschungsgeschichte .....</b>	<b>16</b>
2.1 Stratigraphie der Bowers-Supergruppe .....	16
2.2 Entwicklungsgeschichte der strukturellen Bedeutung der Bowers-Supergruppe .....	17
2.3 Altersdatierungen in Nordvictorialand .....	19
2.3.1 Altersdatierungen im Bowers und Robertson Bay Terrane .....	19
2.3.2 Altersdatierungen im Wilson Terrane .....	20
<b>3 Lithologie der Bowers-Supergruppe .....</b>	<b>21</b>
3.1 Sledgers-Gruppe (Solidarity-, Glasgow-, Molar-Formation) .....	21
3.2 Mariner-Gruppe .....	22
3.3 Leap-Year-Gruppe (Carrier-Konglomerat, Reilly-Konglomerat, Camp-Ridge-Quarzit) .....	24
<b>4 Tektonische Gefügeentwicklung im Bowers Terrane .....</b>	<b>26</b>
4.1 Einleitung und Überblick über die tektonische Gefügesequenz im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carrier Gletschers .....	26
4.2 Anlage und Deformation von prä-S <sub>0</sub> mineralisierten Gängen .....	31
4.2.1 Gangbildungen bei Krustendehnung .....	34
4.2.2 Brüche im frühen Faltungsstadium - S <sub>0</sub> -parallele Extensions-, "hybride Scher-" und Scherbrüche .....	36
4.2.2.1 S <sub>0</sub> -parallele Extensionsbrüche in der Sledgers-Gruppe .....	37
4.2.2.2 S <sub>0</sub> -parallele "hybride Scherbrüche" in der Sledgers-Gruppe .....	37
4.2.2.3 S <sub>0</sub> -parallele Scherbrüche im Carrier-Konglomerat .....	39
4.3 Schieferung .....	42
4.3.1 Strainanalysen - Plättungs- und "plane strain"-Stadium .....	42
4.3.2 Kompression in Richtung der Faltenachse ? .....	48
4.3.3 Deformation von im Krustendehnungs-Regime mineralisierten Gängen .....	49
4.3.4 Schieferung in Tonsteinen des offen gefalteten Carrier-Konglomerats .....	50
4.3.5 Konjugierte Crenulationsschieferung, konjugierte extensionale Knickbänder .....	50
4.4 Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem .....	55
4.4.1 Extensionsbrüche, konjugierte hybride Scherbrüche und konjugierte Scherbrüche .....	55
4.4.1.1 Extensionsbrüche (syn-S <sub>1</sub> ) .....	55
4.4.1.1.1 Unterschiedliche Typen von Extensionsbrüchen .....	56
4.4.1.1.2 Konjugierte hybride Scherbrüche .....	60

4.4.1.3	Konjugierte Scherbrüche	61
4.4.1.4	Wirkung von Anisotropien auf die Orientierung von hybriden Scherbrüchen und Scherbrüchen	62
4.5	Zur Frage einer zweiten Faltung im BT	64
4.5.1	Ursachen für das Pendeln von B1-Achsen	66
4.5.1.1	Kompetenzänderungen im Streichen als Ursache für ein Kurven von B1-Achsen	66
4.5.1.2	Inkongruenz von Anisotropie und $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene bei Faltungsbeginn als Ursache für ein Pendeln von B1-Achsen	74
4.6	Westüberschiebungen	70
4.6.1	Westüberschiebungen in wechselgelagerten Tonschiefern und psammitischen Schiefen	72
4.6.2	Westüberschiebungen in pyroklastischen Brekzien	79
4.6.2.1	Protokataklasite	79
4.6.2.2	Kataklasite	80
4.7	Steile West- und Ostaufschiebungen	82
4.7.1	Steile Scherzonen parallel $S_0$ oder $S_1$	83
4.7.2	Steile Scherzonen in pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation	88
<b>5</b>	<b>Paläospannungsanalyse</b>	<b>93</b>
<b>6</b>	<b>Strukturgeologische Beobachtungen in der östlichen Lanterman Range und im Mt. Bruce-Gebiet</b>	<b>101</b>
6.1	Millen-Schiefer in der Umgebung des Mt. Bruce	101
6.2	Lanterman- und Husky-Konglomerat bei Index Spur in der östlichen Lanterman Range	107
<b>7</b>	<b>Deformationsmechanismen in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe im Gebiet des unteren Carryer Gletschers</b>	<b>109</b>
7.1	Deformationsmechanismen während des Schieferungsprozesses	110
7.1.1	Zur Frage eine Zuordnung von Quarzverformungsgefügen zu den verschiedenen Deformationsakten	114
7.2	Deformationsmechanismen in Scherzonen	115
7.2.1	Quarzverformungsgefüge in Scherzonen	116
7.2.2	Aseismisches "pressure solution slip"	118
7.2.3	Seismische und aseismische kataklastische Bewegungen	120
7.3	Gründe für die Mechanismenwechsel in Scherzonen	126
7.4	Vergleich von Erholungs- und Deformationsgefügen während des Schieferungsprozesses und der Anlage von Scherzonen	129
<b>8</b>	<b>Metamorphose</b>	<b>132</b>
8.1	P-T-Bedingungen in Gesteinen der Bowers-Supergruppe	
	Einleitung	132
8.1.1	P-T-Abschätzung mittels Mineralparagenesen	133
8.1.2	Temperaturabschätzung mittels Verformungsgefügen und Mineralneubildungen	140
8.2	P-T-Bedingungen in den Millen-Schiefen	143
8.3	P-T-Bedingungen im Husky- und Lanterman-Konglomerat	143

8.4	Fazit .....	145
<b>9</b>	<b>Wirkung von effektiven Umschließungsdrücken, Differentialspannungen und Lithologie auf die Rheologie der "very low grade"-metamorphen Kruste des Bowers Terrane .....</b>	<b>147</b>
9.1	Wirkung von Fluidrücken auf das rheologische Verhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste des Bowers Terrane .....	150
9.2.1	Mögliche Ursachen für Schieferung ohne und mit begleitenden Extensionsbrüchen am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern und Tonschiefern .....	152
9.2.2	Extensionbruchfreies Hauptschieferungsstadium am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern .....	153
9.2.3	Extensionsbrüche in kompetenten Lagen .....	156
9.2.4	Wirkung von Kompetenzänderungen auf den Prozeß des Kriechens durch Drucklösung .....	157
9.2.5	Schieferungsphasen ohne und mit begleitenden Extensionsbrüchen am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern .....	157
9.2.6	Ursache für den Wechsel von Extensionsbrüchen zu konjugierten hybriden Scherbrüchen im pyroklastischen Chloritschiefer .....	161
9.3	Behinderungen des Schieferungsprozesses Kriechen durch Drucklösung beim Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem .....	163
<b>10</b>	<b>Schieferungsentwicklung im Profil entlang des unteren Carryer Gletschers: Koaxiale oder nicht-koaxiale Deformation ? .....</b>	<b>165</b>
<b>11</b>	<b>Allgemeine Betrachtungen und Interpretationen zu regionalen Fragen bezüglich des BT, RBT, den Millen-Schiefern sowie des Lanterman- und Husky-Konglomerats. ....</b>	<b>174</b>
11.1	Erosionsdiskordanz zwischen der Glasgow-Formation und dem Carryer-Konglomerat .....	174
11.2	Zur Frage des "Borchgrevink Events" .....	178
11.3	Tektofazielle Interpretation des Husky- und Lanterman-Konglomerats .....	178
11.3.1	Zeitlicher Rahmen für die Ablagerung des Lanterman- und Husky-Konglomerats .....	180
11.4	Ost- oder westgerichtete Subduktion im ozeanischen Inselbogen des Bowers Terrane ? .....	182
11.5	Entstehung des heutigen geologischen Bildes an der Suture zwischen Wilson und Bowers Terrane .....	182
11.6	Zur Problematik der "Molasse"-ähnlichen Leap-Year-Gruppe .....	183
11.7	Millen-Schiefer - eine "pop-up"-Struktur ? .....	184
<b>12</b>	<b>BT und RBT - ein "thrust sheet". Steuerung des Deformationsstils durch Fluidzufuhr über ein duktiles Detachment .....</b>	<b>186</b>
12.1	Deformationsstil im BT und RBT - Vergleiche mit Modellierungen von Vorlandüberschiebungsgürteln .....	186
12.1.1	Krustenverkürzung durch Faltung und Schieferung .....	186

12.1.2	Krustenverkürzung durch konjugierte Scherzonen, Westüberschiebungen und steile Aufschiebungen . . . . .	189
12.1.2.1	Interpretation von Westüberschiebungen . . . . .	192
12.1.2.2	Interpretation von steilen West- und Ostaufschiebungen . . . . .	193
12.2	Advektiver Massentransport im BT - Fluidzufuhr über ein duktilen Detachment . . . . .	194
12.3	Das B/RBT - ein in sich geschlossenes Terrane auf der Grundlage einer gemeinsamen strukturgeologischen Entwicklung . . . . .	197
12.4	Zur Frage des Deformationsbeginns im B/RBT - zur Problematik der Überschiebung am Cross Cut Peak . . . . .	199
12.5	Zur Frage eines Deckenbaus im B/RBT . . . . .	205
12.6	Fazit . . . . .	205
<b>13</b>	<b>Akkretionsmechanismus in Nordvictorialand (Diskussion)</b> . . . . .	<b>207</b>
<b>14</b>	<b>Danksagung</b> . . . . .	<b>214</b>
<b>15</b>	<b>Schriftenverzeichnis</b> . . . . .	<b>215</b>
<b>16</b>	<b>Anhang (EDX-Analysen)</b> . . . . .	<b>227</b>

## Zusammenfassung

Nordvictorialand, das das pazifische Ende des Transantarktischen Gebirges bildet, wird aus drei NNW-SSE-streichenden "Terranes" aufgebaut. Das Wilson Terrane (WT) besteht aus Gneisen, Schiefen und Graniten. Die sich nach Osten anschließenden Terranes, das Bowers Terrane (BT) und das Robertson Bay Terrane (RBT), werden von "very low grade"-metamorphen Gesteinen aufgebaut. Die Akkretion von RBT und BT an den aktiven paläopazifischen Plattenrand der Antarktis, das WT (autochthones Terrane), sowie Regionalmetamorphose und Deformation in allen drei Terranes werden der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese zugerechnet. Das BT und RBT bilden ein sich geschlossenes Terrane, das mit B/RBT abgekürzt wird.

Im Liegenden wird das in dieser Arbeit bearbeitete BT aus pyroklastischen Gesteinen und Turbiditen der Sledgers Gruppe ("slope"-Sedimente eines früh- bis mittelkambrischen ozeanischen Inselbogens) aufgebaut. Die regressive Mariner-Gruppe (jüngstes Mittelkambrium - jüngstes Oberkambrium) dokumentiert das Ende des Inselbogenvulkanismus. Über der Mariner-Gruppe lagern, getrennt durch eine Erosionsdiskordanz, fluviatile Sandsteine und Konglomerate der Leap-Year-Gruppe (jüngstes Oberkambrium - Unterordovizium (?)). Die Sandsteine und Konglomerate werden aus dem WT abgeleitet und zeigen die endgültige Schließung eines Ozeans zwischen dem WT und dem B/RBT an.

Deformation der gesamten Lithologie des BT, als Bowers-Supergruppe bezeichnet, fand unter Prehnit-Pumpellyit-faziellen Bedingungen statt. In einem senkrecht zum Streichen verlaufenden Profil konnten 5 Gefügepopulationen unterschieden werden, die einen progressiven Deformationspfad in einem Vorlandfaltenüberschiebungsgürtel widerspiegeln. Die erste Deformation beinhaltet aufrechte Falten mit subvertikalen Schieferflächen (80/85), auf denen durch Phyllosilikate ein subvertikales Streckungslinear (80/85) abgebildet wird. Strainanalysen dokumentieren "plane strain"-Geometrie. Mit "crack-seal"-Gefügen belegte, subhorizontal orientierte Extensionsbrüche in der YZ-Ebene der Schieferung zeigen, daß der Fluidruck ( $p_f$ ) den Betrag des lithostatischen Druckes überstiegen hat ( $p_f \geq \sigma_v$ ). Die Erniedrigung zu suprahydrostatischen Fluidrücken ( $p_f \leq \sigma_v$ ) ging mit dem Wechsel von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem, mit ost- und westüberschiebenden Scherzonen, einher. Daß dies ein lückenloser Übergang war, wird durch konjugierte hybride Scherbrüche dokumentiert, die die Extensionsbrüche reaktivierten. Die konjugierten hybriden Scherbrüche, deren Straininkremente ein sukzessives Ansteigen des  $\theta$ -Winkels anzeigen, wurden wiederum von konjugierten Scherbrüchen abgelöst. Die Lage des Paläospannungsfeldes blieb stabil. Die konjugierten kompressiven Scherflächen werden von Überschiebungen mit tektonischem Westtransport durchschlagen. Diese werden wiederum von steilen Ost- und steilen Westaufschiebungen veretzt.

Die senkrecht zum Streichen erfolgte Krustenverkürzung im BT hat ihre Ursache in einem duktilen Detachment, das unterhalb des heutigen Aufschlußniveaus von B/RBT zu suchen ist. Entlang dieses Detachments wurde die unterlagernde Kruste unter dem B/RBT (ozeanische unter dem BT und

(ausgedünnte ?) kontinentale Kruste unter dem RBT) unter das WT geschoben. Gleichzeitig wäre "thrusting" auf ein östlich gelegenes kontinentales Vorland zu fordern.

Deformations- und Erholungsgefüge (insbesondere von Quarz und Calcit) sowie metamorphe Mineralparagenesen (Prehnit-Pumpellyit-Epidot-Chlorit) belegen, daß die P-T-Bedingungen während der progressiven Gefügeentwicklung stabil geblieben sind. Die Änderung im rheologischen Verhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste wurde vom Fluiddruck gesteuert: Der von Extensionsbrüchen begleitete Schieferungsprozeß reflektiert ein "high fluid pressure"-Regime (nur aseismische Prozesse), konjugierte Scherbrüche sowie die jüngeren Gefügepopulationen ein "medium fluid pressure"-Regime (seismische und aseismische Prozesse). Eine Zufuhr von fluiden Phasen - um den Fluiddruck aufrechtzuerhalten, muß im offenen System das Entweichen von fluiden Phasen durch Zufuhr kompensiert werden - erfolgte über das Detachment. Wird die Abscherbewegung im Detachment reduziert - ein Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT ist nur in einem beschränkten Maße möglich - , wird auch die zugeführte Fluidmenge allmählich verringert. Dies ist die Ursache, daß der von Extensionsbrüchen begleitete Schieferungsprozeß von konjugierten Scherbrüchen abgelöst worden ist.

Während der Strain im Überschiebungskörper des B/RBT zunächst durch Faltung und Schieferung kompensiert worden ist, geschah dies während der späteren Deformationsentwicklung durch ein konjugiertes kompressives Schersystem, durch "pop-up"-Bewegungen, durch Überschiebungen und steile Aufschiebungen.

Die Ross-Orogenese gliedert sich in Nordvictorialand in 2 Phasen: 1. Schließung eines zwischen WT und B/RBT gelegenen Ozeans durch westgerichtete Subduktion im WT (Kambrium) und ostgerichtete im BT. Die Subduktionszone im BT wurde bereits im Mittelkambrium inaktiv. Weil die Subduktion im BT nicht am paläopazifischen Plattenrand der Antarktis stattgefunden hat, kann sie nicht der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese in der Antarktis zugerechnet werden. Erst mit Schließung des Ozeans zwischen WT und B/RBT (Wende Kambrium/Ordovizium) wird das B/RBT Teil des paläopazifischen Plattenrandes der Antarktis. 2. Akkretion von B/RBT an das WT (Wende Kambrium/Ordovizium). Metamorphose und Deformation im B/RBT sind Ausdruck dessen frontalen "Anschweißens" an das WT; einerseits durch westgerichteten Unterschub von unterlagernder Kruste des B/RBT unter das WT und andererseits durch ostgerichtete Vorlandüberschiebungen.



## Summary

Northern Victoria Land forms the Pacific end of the Transantarctic Mountains and is built up of three NNE-SSW trending "terrane". The Wilson Terrane (WT) consists of high-grade metamorphics, schists and granitic intrusives. The middle Bowers Terrane (BT) and the eastern Robertson Bay Terrane (RBT) consist of very-low-grade metamorphic rocks. Accretion of RBT and WT to the active paleopacific margin of Antarctica, built up by the WT, as well as the metamorphism and the deformation within the three terranes belong to the Ross-Orogeny in late Cambrian to early Ordovician times. BT and RBT together form a terrane, which will be abbreviated in the following text as B/RBT.

The BT is formed by pyroclastic and sedimentary rocks of the Sledgers Group (slope-sediments of an early-middle Cambrian oceanic island-arc). Termination of the island-arc volcanism is reflected by the regressive Mariner Group (late Middle Cambrian to Late Cambrian times). The Mariner Group is unconformably overlain by continental sediments of the Leap Year Group (late Cambrian to early Ordovician times (?)). The continental sediments derive from the WT and indicate the closure of an ocean situated between the WT and the B/RBT.

Deformation of the whole succession, described as Bowers Supergroup, occurred under metamorphic conditions of the prehnite-pumpellyite facies. By investigations along a cross section, aligned perpendicular to the general NNE-SSW trending of the structural grain, five deformation stages were distinguished. Those reflect a progressive structure development in a foreland fold and thrust belt. The first deformation led to upright folds with subvertical cleavage, the latter showing a subvertical stretching lineation. Strain analyses document plane strain geometry. Subhorizontal extension fractures in the YZ-plane of the cleavage with subvertical strain increments indicate, that the fluid pressure ( $p_f$ ) exceeded the lithostatic pressure ( $\sigma_v$ ). The progressive reduction of the fluid pressure first led to the formation of conjugate hybrid shear fractures. These hybrid shear fractures generally reactivated former mineralized extension fractures. The formation of conjugate compressive shear fractures, showing top to-the-west and top to-the-east sense of shear, was the final result. The orientation of the axes of the paleostressellipsoid did not change remarkably. The younger shearzones, showing top to-the-west sense of shear, displace the conjugate compressive shear fractures. Steeply inclined reverse faults indicate top to-the-west and top to-the-east sense of shear. These reverse faults cut through the older structures.

The deformation within the B/RBT was caused by a ductile detachment, which is located underneath the outcrop level of the B/RBT. Along the detachment the crust below the B/RBT (oceanic crust underneath the BT and (thinned ?) continental underneath the RBT) was shifted under the WT. Contemporary thrusting occurred on a continental foreland, located in the east.

Cold working and subsequent recovery (especially of quartz and calcite) as well as metamorphic mineral assemblages (prehnite-pumpellyite-epidote-chlorite) prove, that the P-T conditions did not vary during the deformation of the B/RBT. The change in the rheological behaviour was controlled by the fluid pressure.

Cleavage with extension gashes reflects a high fluid pressure regime (only aseismic deformation), conjugate shear fractures and the younger shear zones indicate a medium fluid pressure regime (seismic and aseismic deformation). The supply of fluids - in order to stabilize the fluid pressure in an open system, one has to compensate the escape of fluids by new supply - is due to the detachment. In the final stage of the Ross Orogeny underplating of continental crust underneath the WT slows down and the supply of fluids to the B/RBT-thrust sheet sinks gradually. This causes the transition from tensile fractures in the YZ-plane of the cleavage to conjugate shear fractures.

Whereas the strain within the thrust sheet of the B/RBT was first related to folding and cleavage formation, it was later related by conjugate compressive shear fractures, pop-up structures, by westdirected thrusts and steep reverse faults.

In northern Victoria Land the Ross-Orogeny is separated into two stages. 1: Closure of an ocean between B/RBT and WT by westdirected subduction in the WT and eastdirected in the BT. The latter ceased in Middle Cambrian. Subduction in the BT did not take place at the paleopacific margin of Antarctica; though the subduction in the BT is not part of the Antarctic Ross-Orogeny. 2. After the closure of an ocean between the WT and B/RBT the BT became part of the paleopacific margin of Antarctica. The accretion and deformation of the B/RBT was caused by frontal movements, on the one hand by underplating of oceanic and continental crust underneath the WT, on the other hand by east-directed foreland thrusting.

## Abkürzungsverzeichnis

WT	Wilson Terrane
BT	Bowers Terrane
RBT	Robertson Bay Terrane
B/RBT	Bowers/Robertson Bay Terrane
GHI	Granite Harbour Intrusiva

$S_0$	Schichtung
$S_1, S_2$	erste Schieferung, zweite Schieferung
X, Y, Z	Hauptdeformationsachsen (längste, mittlere und kürzeste)
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	größte, mittlere und kleinste Hauptnormalspannung
$\sigma_1', \sigma_2', \sigma_3'$	effektiv größte, effektiv mittlere und effektiv kleinste Hauptnormalspannung
$\sigma_1 - \sigma_3$	Differentialspannung
$\sigma_v$	lithostatischer Auflastdruck
$p_f$	Fluiddruck
R	reduzierter deviatorischer Spannungstensor
F	Fluktuation
T	Zugfestigkeit
$\tau$	Scherfestigkeit



## 1 Einleitung

Im Rahmen der Deutschen Antarktischen Nordvictorialand Expedition 1990/91 (GANOVEX VI), die von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) organisiert worden ist, ist die Geländearbeit für die vorliegende Arbeit durchgeführt worden. In den Bowers Mountains ist entlang des unteren Carryer Gletschers ein 8 km langes Profil zu Fuß strukturgeologisch aufgenommen und beprobt worden (s. Abb. 2.2). Neben dieser vierwöchigen Geländearbeit konnten die Millen-Schiefer in der Umgebung des Mt. Bruce (s. Abb. 1.1) und das Husky- und Lanterman-Konglomerat bei Index Spur (s. Abb. 2.2) beprobt werden (jeweils eintägige Geländeaufenthalte).

Nordvictorialand wird aus drei NNW-SSE-streichenden sogenannten Terranes aufgebaut (s. Abb. 1.1):

1. Im Westen das Wilson Terrane (WT) mit "low grade"- bis "high grade"-Metamorphiten (Gneise und Schiefer), darin eingelagerten Granulitrelikten, sowie granitischen und granodioritischen Intrusivgesteinen ("Granite Harbour Intrusiva" (GHI)).
2. Das zentrale, 20 bis 30 km breite Bowers Terrane (BT) wird von einer kambro-ordovizischen vulkano-sedimentären Serie, der Bowers-Supergruppe, aufgebaut. Faltung und Schieferung wurden unter "very low grade"-Bedingungen entwickelt.
3. Das Robertson Bay Terrane (RBT) besteht aus monotonen, kambro-tremadocischen Turbiditen (Robertson-Bay-Gruppe), die unter "very low grade"- bis "low grade"-Bedingungen gefaltet und geschiefert wurden.

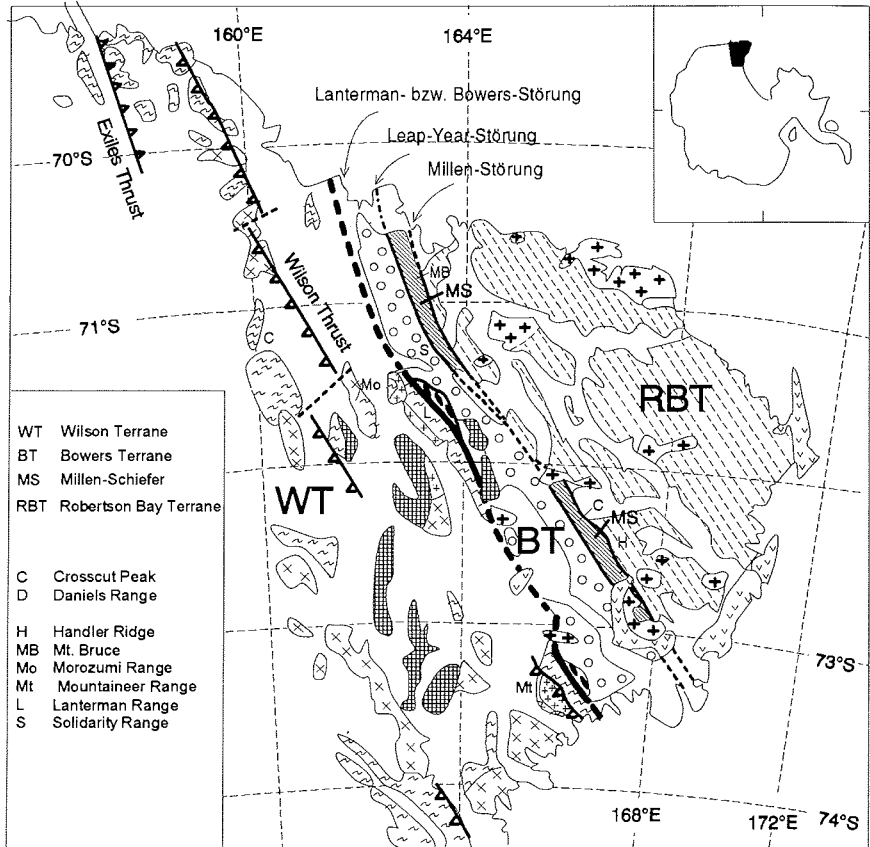
Während des 6. Gondwana-Symposiums in Columbus wurde Nordvictorialand in 3 "Terranes" gegliedert. Diese werden durch steile Störungen und schmale Zonen grünschieferfazieller Gesteine, voneinander separiert (s. Abb. 1.1 und 1.2). Die Dreigliederung in GHI, Gneise und Schiefer (1), Bowers-Supergruppe (2) und Robertson-Bay-Gruppe (3), die bereits vorher eingeführt worden ist, wurde durch den Zusatz "Terrane" zusätzlich betont. Der Begriff des Terrane ist jedoch nicht sehr eng gefaßt: Auf der einen Seite wird das Wilson Terrane weithin als autochthon, als aktiver Kontinentalrand des paläopazifischen Plattenrandes der Antarktis angesehen, auf der anderen Seite ist eine Interpretation von BT und RBT als allochthone Terranes umstritten.

Im WT, BT und RBT werden die Metamorphose sowie Intrusionen von S- und I-Typ-Graniten (GHI) im WT der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese zugeordnet. Die prägende Gneisfoliation im WT sowie Falten und Schieferflächen im BT und RBT sind im Streichen der drei Terranes orientiert (NNW-SSE). BT und RBT sowie wohl auch der östlichste Teil des WT wurden im Devon von I-Typ-Graniten (Admiralty Intrusiva) intrudiert. Im Laufe der letzten 10 Jahre haben sich die Vorstellungen über die geologische Entwicklung der drei "Terranes" stark gewandelt. Für den Akkretionsmechanismus am paläopazifischen Rand des ostantarktischen Schildes existieren seit jüngster Zeit verschiedene




plattentektonische Modelle. Gegründet auf die Verteilung von S- und I-Typ-Graniten (GHI), dem Vorhandensein eines paarigen "metamorphic belts" und eines "opposite thrust"-Systems wird im Wilson Terrane von KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) eine westgerichtete Subduktionszone angenommen (s. Abb. 1.1 und 1.2). Für den kambrischen Inselbogen des BT wird sowohl ostgerichtete (WODZICKI & ROBERT 1987, FINDLAY 1987a) als auch westgerichtete Subduktion (WEAVER et al. 1984, KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN 1987) postuliert.

Heute konkurrieren im wesentlichen zwei Akkretionsmodelle - in verschiedenen Modifikationen - für Nordvictorialand. BRADSHAW et al. (1985), WEAVER et al. (1984) und WODZICKI & ROBERT (1987) favorisieren "strike-slip"-Bewegungen als Akkretionsmechanismus, während GIBSON & WRIGHT (1985), KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) sowie FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) ein frontales Andocken von BT und RBT an das WT, mit vorangegangener Subduktion im BT und/oder WT fordern. Die Zeitpunkt der Akkretion ist ebenfalls umstritten. Nach BORG & STUMP (1987) soll sie nach Intrusion der devonischen Admiralty Granite und vor Ablagerung der jurassischen Beacon-Gruppe stattgefunden haben. Andere Autoren gehen von einer Akkretion während der Ross-Orogenese (GIBSON & WRIGHT 1985, KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN 1987, FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) oder während eines "Borchgrevink Events" aus (zeitgleich mit den Admiralty Intrusionen) (FINDLAY 1987a,b, BRADSHAW et al. 1985).










Abb. 1.1: Geologische Übersichtskarte Nordvictorialands (nach GANOVEX TEAM 1987, FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT 1991a, KLEINSCHMIDT 1992a, GANOVEX & ITALIANARDIDE TEAMS 1993).

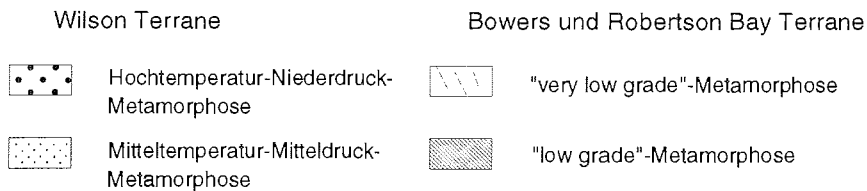
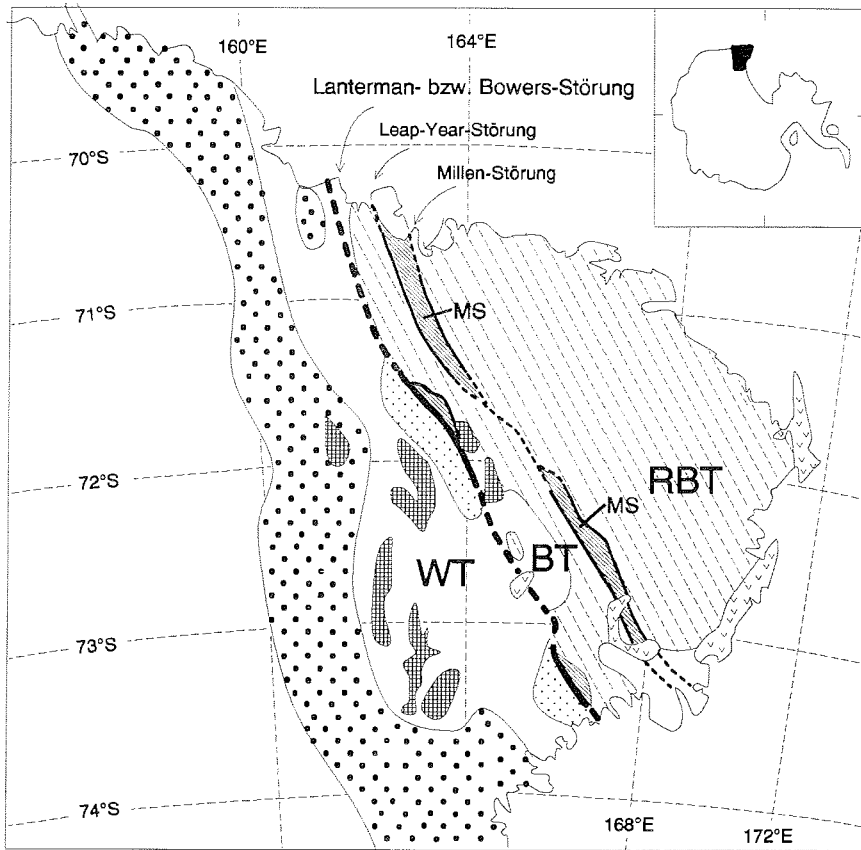


- WT Wilson Terrane
- BT Bowers Terrane
- MS Millen-Schiefer
- RBT Robertson Bay Terrane
  
- C Crosscut Peak
- D Daniels Range
  
- H Handler Ridge
- MB Mt. Bruce
- Mo Morozumi Range
- Mt Mountaineer Range
- L Lanterman Range
- S Solidarity Range

-  känozoische alkaline Vulkanite
-  jurassische Ferrar-Supergruppe (tholeitische Vulkanite)
-  devonische Admiralty Intrusiva (I-Typ Granite)

spätes Stadium der Ross Orogenese - frontale Kollision von BT/RBT und WT  
 zwischen Wende Kambrium/Ordovizium bis Unterem Ordovizium

- | Wilson Terrane  | Bowers-/Robertson Bay Terrane  |   |
|---|--|---|
|  Migmatite, Gneise, Schiefer                                   |  Bowers-Supergruppe   |   |
|  S-Typ Granite (GHI)   |  Millen-Schiefer      |  Lanterman- und Husky-Konglomerat der Lanterman Range, Black-Spider-Grünschiefer der Mountaineer Range |
|  I-Typ Granite (GHI)   |  Robertson-Bay-Gruppe |   |
| <br>  |  |   |
|  Terranegrenze zwischen WT und BT/RBT (vermutet, nachgewiesen) |  |   |
|  Störungen (vermutet, nachgewiesen)                            |  |   |



weitere Erläuterungen siehe Legende in Abb. 1.1

Abb. 1.2: P-T-Verteilung in Nordvictorialand (GANOVEX TEAM 1987, KLEINSCHMIDT et al. 1987, GANOVEX & ITALIANTARDIDE TEAMS 1993)

Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist es, Klarheit über den altpaläozoischen Akkretionsmechanismus in Nordvictorialand zu gewinnen. Mit der detaillierten strukturgeologischen Geländeaufnahme und Beprobung eines E-W-Profiles entlang des unteren Carryer Gletschers (Position des E-W-Profiles s. Abb. 2.2) sollen die folgenden Fragestellungen untersucht werden:



- Erfassung und Gliederung der tektonischen Gefügesequenz in der "very low grade"-metamorphen Kruste des BT.
- Ermittlung der P-T-Bedingungen während den verschiedenen Deformationsakten.
- Bestimmung der Deformationsmechanismen (kristallplastische Deformation, Kriechen durch Drucklösung, superplastische Verformung, seismische und aseismische kataklastische Bewegungen) und deren Anteile während den verschiedenen Deformationsakten.
- Abschätzung des die Deformationsakte begleitenden Fluiddruckes und seine Bedeutung hinsichtlich seiner steuernden Wirkung für das rheologische Verhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste des BT.
- Rekonstruktion der Paläospannungsfelder während den verschiedenen Deformationsakten.
- Welches sind die steuernden Faktoren für den aufrechten Baustil im B/RBT-Vorlandüberschiebungsgürtel gewesen ?
- Konsequenzen der Ergebnisse für den Akkretionsmechanismus am aktiven paläopazifischen Plattenrand der Antarktis.

An den genommenen Proben in der Umgebung des Mt. Bruce (s. Abb. 1.1) und bei Index Spur (s. Abb. 2.2) wurden Mineralparagenesen, Deformationsmechanismen und Deformationsstil der Millen-Schiefer, des Husky- und Lanterman-Konglomerats untersucht. Da Index Spur und Mt. Bruce in unmittelbarer Nähe der "Terranegrenzen" positioniert sind, kommt diesen beiden Lokalitäten bei der Ermittlung des Baustils im Vorlandüberschiebungsgürtel des B/RBT und bei der Interpretation des altpaläozoischen Akkretionsgeschehens in Nordvictorialand eine erhebliche Bedeutung zu.

## 2 Erforschungsgeschichte

### 2.1 Stratigraphie der Bowers-Supergruppe

LAIRD et al. (1977, 1982) faßten in der Bowers-Supergruppe die kambro-ordovizischen Gesteine der Bowers Mountains zusammen und hoben sie so von den zum Teil ähnlichen Gesteinen der Robertson-Bay-Gruppe ab. Die Bowers-Supergruppe und die Robertson-Bay-Gruppe wurden vorher von GRINDLEY & WARREN (1964) in der Ross-Supergruppe zusammengefaßt. Die Bowers-Supergruppe umfaßt vom Liegenden zum Hangenden die Sledgers-, die Mariner- und die Leap-Year-Gruppe. Die Sledgers-Gruppe besteht aus Vulkaniten, pyroklastischen Gesteinen (Glasgow-Formation) und eingeschalteten Turbiditen (Molar-Formation), die Mariner-Gruppe aus marinen Flachwassersedimenten und die Leap-Year-Gruppe aus kontinentalen Sedimenten (ausführliche Beschreibung der Lithologie in Kap. 3). Das Husky-Konglomerat, das nur an der Terranegrenze zwischen BT und WT aufgeschlossen ist und von LAIRD et al. (1982) als Basis der Sledgers-Gruppe interpretiert worden ist, wird in der neueren Literatur nicht mehr der Bowers-Supergruppe zugerechnet (s. TESSENSOHN 1984).

	Gruppen	Formationen	Alter
Bowers-Supergruppe	Leap-Year-Gruppe	Reilly-Konglomerat / Camp-Rigde-Quarzit	Unterordovizium (?)
		Carrier-Konglomerat	ältestes (?) Ordovizium / jüngstes Oberkambrium
	Mariner-Gruppe	Eureka-Formation Spurs-Formation Edlin-Formation	Oberkambrium (Idamean) bis jüngstes Mittelkambrium
	Sledgers-Gruppe	Molar-Formation / Glasgow-Formation Solidarity-Formation	jüngstes Mittelkambrium bis Unterkambrium

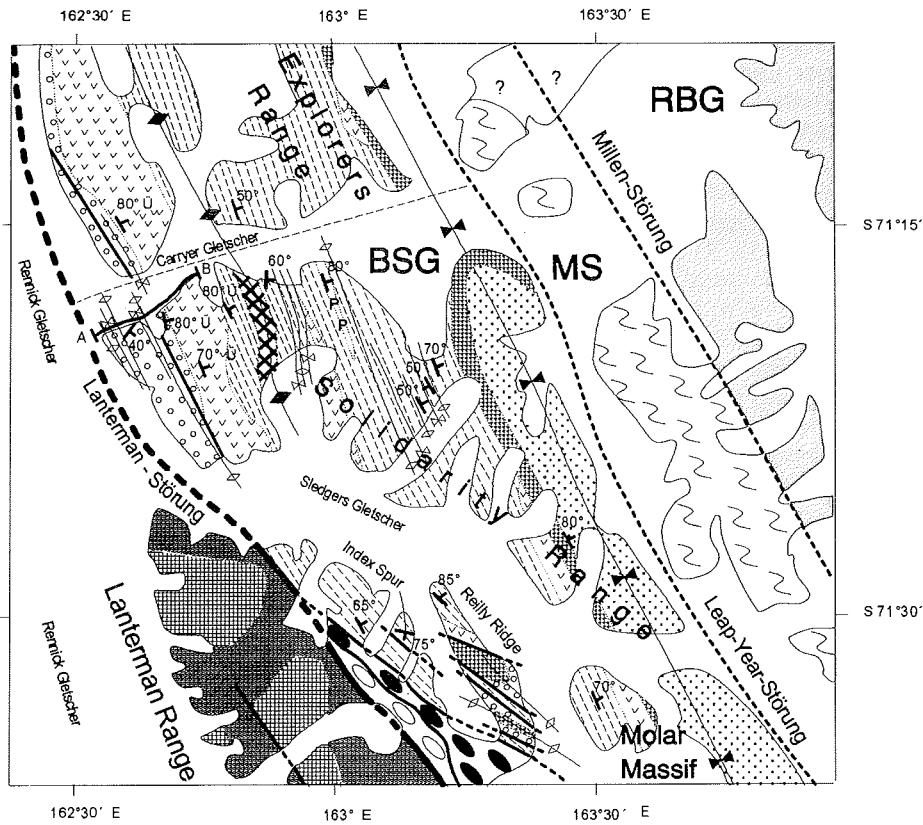
Abb. 2.1: Stratigraphische Gliederung der Bowers-Supergruppe (nach LAIRD et al. 1982 und TESSENSOHN 1984).

Während die stratigraphische Einstufung der Sledgers-Gruppe und der Mariner-Gruppe mit Hilfe von Fossilien vorgenommen werden konnte (s. LAIRD et al. 1982, COOPER et al. 1977, 1982, 1990), wurden in der Leap-Year-Gruppe bislang lediglich Spurenfossilien beschrieben (DOW & NEALL 1974, COOPER et al.

1977), die ein oberkambrisches bis ordovizisches Alter für diese kontinentalen Ablagerungen nahelegen (die Spurenfossilien belegen, daß es in den Ablagerungen der Leap-Year-Gruppe auch marine Einschaltungen gegeben haben muß). STURM & CARRYER (1970) nannten die Abfolge von vorherrschend Flachwassersedimenten entlang der Westseite der Bowers Mountains ursprünglich Bowers-Gruppe. Die Gruppe schloß den "Camp-Ridge-Quarzit" (nach LE COUTEUR & LEITCH 1964) mit ein. Die von CROWDER (1968) beschriebene Sledgers-Gruppe und das Carryer-Konglomerat wurden von DOW & NEALL (1972, 1974) der Bowers-Gruppe zugeordnet. Ihre Annahme, daß das Carryer-Konglomerat von der Sledgers-Gruppe überlagert wird, wurde von LAIRD et al. (1976) revidiert. Sie erkannten eine überkippte Lagerung des Kontaktes zwischen dem Carryer-Konglomerat und den Gesteinen der Sledgers-Gruppe im Bereich des unteren Carryer Gletschers (Profil im Arbeitsgebiet). Die Gliederung von LAIRD et al. (1982) erfuhr folgende Ergänzungen und Änderungen: Das Husky-Konglomerat wird heute nicht mehr als die stratigraphisch älteste Einheit der Bowers-Supergruppe angesehen (MORTIMER et al. 1984). GIBSON (1984) diskutiert das Husky-Konglomerat als ein mögliches laterales Äquivalent der Leap-Year-Gruppe, LAIRD & BRADSHAW (1983) hingegen als ein höher metamorphes Äquivalent der Sledgers-Gruppe. Eine Ergänzung ist die Solidarity-Formation, MOR-Basalte (WODZICKI & ROBERT 1987), die die älteste Formation der Sledgers-Gruppe bildet. Die aktuelle Gliederung gibt die Abb. 2.1 wieder. Das stratigraphisch nicht einzuordnende grünschieferfazielle Husky-Konglomerat, das nur an der WT-BT-Grenze aufgeschlossen ist, ist in der stratigraphischen Gliederung der Abb. 2.1 nicht berücksichtigt worden.


## **2.2 Entwicklungsgeschichte der strukturellen Bedeutung der Bowers-Supergruppe**


Die tektonische Trennung der Bowers-Supergruppe von der Robertson-Bay-Gruppe durch die Leap-Year-Störung wurde von COUTEUR (1964) erkannt. Der Name Leap-Year-Störung geht auf DOW & NEALL (1972) zurück. Die Leap-Year-Störung trennt heute die Gesteine der Bowers-Supergruppe von den Millen-Schiefern, die wiederum durch die Millen-Störung von der Robertson-Bay-Gruppe abgetrennt werden (s. Abb. 1.1, 1.2 oder 2.2) (FINDLAY 1987a,b). Der tektonische Kontakt zwischen der Bowers-Supergruppe und den Lanterman-Metamorphiten, die Lanterman-Störung, wurde hingegen zuerst von STURM & CARRYER (1970) beschrieben (s. Abb. 1.1, 1.2 oder 2.2). In den nördlichen Bowers Mountains wird die Lanterman-Störung als Bowers-Störung bezeichnet (DOW & NEALL 1974). STURM & CARRYER (1970) veröffentlichten die erste geologische Karte, die die 200 km lange und 20 bis 30 km breite Bowers-Supergruppe als einen störungsbegrenzten Krustenblock zeigt. Wegen seiner Position zwischen den höher metamorphen Gesteinen des Wilson Terrane und den ehemals als älter angesehenen Gesteinen der Robertson-Bay-Gruppe wurde die Bowers-Supergruppe von DOW & NEALL (1974) als Graben interpretiert. Dies wurde in den folgenden Jahren verworfen. Der Begriff Bowers-Graben oder Bowers-Trog wurde von TESSENHORN et al. (1981) zunächst durch Bowers-Struktur-Zone ersetzt. Interne Deformation und Metamorphose der Bowers-Supergruppe wurden von TESSENHORN et al. (1981) der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese zugeordnet. Das "Zusammenschweißen" der




**Bowers-Supergruppe (BSG)**

**Leap-Year-Gruppe**


 Carryer-Konglomerat (bei Reilly Ridge einschließlich Reilly-Konglomerat)  
Polymiktische Konglomerate


 Camp-Ridge-Quarzit  
quarzitische Sandsteine


**Mariner-Gruppe**


 Flach marine Sandsteine, Tonsteine, Kalksteine

**Sledgers-Gruppe**


 Molar-Formation  
Klastische und tuffitische Sandstein-Schiefer-Sequenz (Turbidite), Konglomerate und Kalksteine


 Glasgow-Formation  
Vulkanische Brekzien und Konglomerate, Pillow-Basalte (P), pyroklastische Chloritschiefer

 Solidarity-Formation  
MOR-Basalte

 Robertson-Bay-Gruppe (RBG)  
Turbiditische Grauwacken und Schiefer

 Millen-Schiefer (MS)  
Metapsammitische Schiefer mit meta-vulkanischen Einschaltungen

 Husky-Konglomerat  
Metavulkanite in meta(pyroklastischer) Matrix

 Lanterman-Konglomerat  
Metapsammitische Gerölle in ebensolcher Matrix

**Wilson Terrane**

 Gneise (Lanterman-Metamorphite)

 Granite Harbour Intrusiva

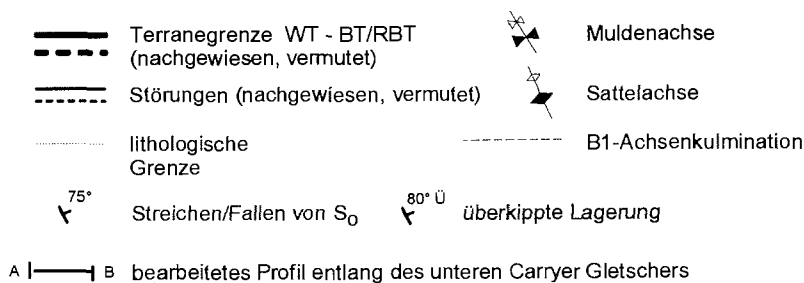


Abb. 2.2: Geologische Übersichtskarte der Solidarity Range, der südlichen Explorers Range und der nördlichen Lanterman Range. Zusammengestellt nach geologischen Karten von WODZICKI & ROBERT (1987) und GANOVEX TEAM (1987), Grenzverlauf zwischen den Millen-Schiefern und der Robertson-Bay-Gruppe nach Prof. Dr. KLEINSCHMIDT (persönliche Auskunft). Das bearbeitete E-W-Profil am unteren Carryer Gletscher umfaßt, ausgehend vom Rennick Gletscher, das Carryer-Konglomerat und die Glasgow-Formation.

Krustenblöcke (RBT, BT und WT) soll nach TESSENSOHN et al. (1981) zwischen Ordovizium und Perm stattgefunden haben (Bildung von Leap-Year- und Lanterman-Störung). BRADSHAW et al. (1985) führten für Nordvictorialand den Begriff "Suspect Terranes" ein. WEAVER et al. (1984) interpretierten das Bowers Terrane (Sledgers-Gruppe) erstmals als kambrischen Inselbogen, eine Ansicht, die heute allgemein akzeptiert ist (u.a. WODZICKI & ROBERT 1987, KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN 1987). Während jedoch WEAVER et al. (1984), GIBSON & WRIGHT (1985), TESSENSOHN & KLEINSCHMIDT (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991) für ihre plattentektonischen Modelle eine westgerichtete Subduktionszone für das BT fordern, favorisieren WODZICKI & ROBERT (1987) und FINDLAY (1987a) eine ostgerichtete Subduktionszone (s. Kap. 11.4).

## 2.3 Altersdatierungen in Nordvictorialand

### 2.3.1 Altersdatierungen im Bowers und Robertson Bay Terrane

K/Ar-Gesamtgesteinsalter und Hellglimmerdatierungen wurden an Schiefen des BT, RBT und den Millen Schiefen von ADAMS et al. (1982), ADAMS & KREUZER (1984), KREUZER et al. (1987) und WRIGHT & DALLMEYER (1992) bestimmt bzw. vorgenommen. Während im RBT und den Millen-Schiefern die meisten K/Ar-Daten von Metapeliten und Mineralen die Zeitspanne zwischen 450 und 510 Ma umfassen, streuen sie im BT zwischen 270 und 510 Ma (ADAMS et al. 1982, ADAMS & KREUZER 1984, KREUZER et al. 1987). Die jungen Alter im BT diskutieren KREUZER et al. (1987) als ein kreidezeitliches thermisches Ereignis.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von WRIGHT & DALLMEYER (1992) im RBT ergaben Alter zwischen 470 und 510 Ma, im BT zwischen 368 und 501 Ma. Die ebenfalls starke Streuung führen die Autoren auf junge thermische Ereignisse zurück. Für die prägende 1. Schieferung geben die Autoren ein Alter zwischen 500 und 505 Ma an. KREUZER et al. (1987) nehmen das gleiche Alter für die prägende Schieferung im B/RBT an. Diese Alter entsprechen dem höchsten Oberkambrium. Jüngste Ablagerungen im RBT bei Handler Ridge (WRIGHT & BRODIE 1987) und der Leap-Year-Gruppe (COOPER et al. 1982)

führen eine Fauna des jüngsten Kambriums und ältesten Ordoviziums. Dies führt zu dem Schluß, daß die Schieferung ein um zumindest wenige Ma Jahre jüngeres Alter aufweisen muß. K/Ar-Alter von Schiefen über 500 Ma sind jedoch von KREUZER et al. (1987, Abb. 4) nur in den Millen-Schiefen und deren unmittelbaren Umgebung beschrieben worden (die jungen Alter sind eventuell auf eine frühe Überschiebung von BT auf RBT zu erklären (s. Kap. 12.4). Die übrigen im RBT gemessenen Datierungen liegen zwischen 455 und 490 Ma. RB/Sr-Muscovitalter von ca. 480 Ma (KREUZER et al. 1987) plotten in den gleichen Altersbereich. Die zweite Schieferung in den Millen-Schiefen konnte nach WRIGHT & DALLMEYER (1992) infolge des Fehlens synkinematischer Hellglimmer nicht datiert werden. Die Millen-Schiefer im Mt. Bruce Gebiet zeigen hingegen eine Hellglimmerbildungen in  $S_2$ -Flächen (s. Kap. 6.1) und könnten datiert werden. Die stark streuenden Altersdatierungen im BT geben einen möglichen Hinweis auf die Hauptsutur der Ross-Orogenese zwischen dem WT und dem BT (Fluide nutzten diese Sutur und führten zu einer ständigen Neueinstellung der radiometrischen Uhren).

### **2.3.2 Altersdatierungen im Wilson Terrane**

Gesamtgesteinsalter des Wilson Gneises (Daniels Range) liefern Isochronenalter von 490 +30, -5 Ma (KREUZER et al. 1987). Mineral- und Gesamtgesteins K/Ar-Alter zwischen 460 und 480 Ma reflektieren die Abkühlungsgeschichte (ADAMS & KREUZER 1984). Es liegen jedoch eine große Anzahl von Altern zwischen 500 und 600 Ma vor (s. Zusammenfassung in KLEINSCHMIDT & TESSENHORN 1987). Maximale Alter von 500 und 495 Ma für Hornblende und Muscovit umfassen in etwa das gleiche Mindestalter für die letzte überregionale Deformation in den Lanterman-Metamorphiten (ADAMS et al. 1982). Muscovit- und Biotit-Datierungen (K-Ar, Rb-Sr) geben Abkühlungsalter bzw. Upliftalter zwischen 470 und 500 Ma an (KREUZER et al. 1987). Alterdatierungen von Granit Harbour Intrusiva umfassen eine Zeitspanne zwischen 470 und 500 Ma (KREUZER et al. 1981, 1987, VETTER et al. 1983); Ältere Granitintrusionen wurden von VETTER et al. (1984) mit 535 Ma (Terra Nova Granit) beschrieben.

### 3 Lithologie der Bowers-Supergruppe

Das bearbeitete Profil entlang des unteren Carryer Gletschers umfaßt die Sledgers-Gruppe mit Wechsellagerungen/Verzahnungen von Gesteinen der Glasgow- mit der Molar-Formation sowie, getrennt durch eine Erosionsdiskordanz, die Leap-Year-Gruppe mit dem Carryer-Konglomerat (vgl. Abb. 2.1). Die Mariner-Gruppe ist nicht vertreten. Bei der folgenden Besprechung wird neben eigenen Beobachtungen auf die zur Verfügung stehende Literatur zurückgegriffen.

#### 3.1 Sledgers-Gruppe (Solidarity-, Glasgow- und Molar-Formation)

Die Sledgers-Gruppe wird überwiegend von pyroklastischen Gesteinen und deren resedimentierten Abtragungsprodukten aufgebaut. Die Solidarity-Formation, aufgeschlossen in einer Antiklinale in der Solidarity Range (in östlicher Fortsetzung des bearbeiteten Profils), enthält die ältesten Gesteine der Sledgers-Gruppe (s. Abb. 2.2). Sie besteht im wesentlichen aus Pillow-Basalten, die nach Spurenelementanalysen von WODZICKI & ROBERT (1987) MORB-Charakter aufweisen sollen. Die jüngere Glasgow-Formation führt pyroklastische Brekzien, Pillow-Laven und Tuffe von basischer bis intermediärer Zusammensetzung (JORDAN et al. 1984, LAIRD et al. 1982). Spurenelementanalysen von Vulkaniten der Glasgow-Formation plotten in Ti-Zr- und Cr-Y-Diagrammen in das Feld von Inselbogenvulkaniten (WODZICKI & ROBERT 1987). Die Glasgow-Formation ist mit klastischen Sedimenten der Molar-Formation verzahnt (LAIRD et al. 1982, JORDAN et al. 1984, WODZICKI & ROBERT 1987). Die Gesteine der Molar-Formation weisen im bearbeiteten Profil wenig sortierte Sandsteine, Tonsteine und Konglomerate mit einer psammitischen, untergeordnet auch pelitischen Matrix auf. Die Gerölle und Klasten dokumentieren, daß es sich z.T. um resedimentiertes Material handelt. Nach WODZICKI & ROBERT (1987) soll die Molar-Formation im Osten als Schelffazies und im Westen als "slope"-Fazies entwickelt sein. Der höhere Anteil von Klasten in der Schelffazies der Molar-Formation soll nach WODZICKI & ROBERT (1987) belegen, daß diese einem kontinentalen Liefergebiet entstammen. Die Sedimentschüttungen der Molar-Formation erfolgten nach SW bis SSE (LAIRD et al. 1982, WODZICKI & ROBERT 1987).

Im Profil entlang des unteren Carryer Gletschers besteht die Glasgow-Formation aus mächtigen Tuffen und tuffitischen Gesteinen, pyroklastischen Brekzien, untergeordnet Pillow-Laven sowie Konglomeraten mit einer pyroklastischen Matrix (Gerölle meist Vulkanite und Pyroklastika, untergeordnet auch Karbonate und klastische Sedimente) (s. Abb. 3.2). Die Molar-Formation enthält Sandsteine, Grauwacken und Tonsteine, die als Turbidite sedimentiert wurden. Im Profil ist eine circa 10 m mächtige, grauweiße Karbonatbank aufgeschlossen (s. Abb. 3.2). Karbonatgerölle und Karbonatbrekzien mit Ooiden in einer karbonatischen Matrix lassen auf bewegtes Flachwasser schließen. Die Karbonatbank wird als eine große abgerutschte Scholle interpretiert. Dies legen die scharfen Kontakte zu liegenden pyroklastischen Chloritschiefern und hangenden schwarzen Tonschiefern nahe. Weiterhin finden sich gelbe Konglomerate,

deren Gerölle zum größten Teil aus Karbonaten bestehen. Weiterhin wurden Klaster und Gerölle von Vulkaniten in einer rekristallisierten Calcitmatrix beobachtet. Die Verzahnung von turbiditischen Gesteinen der Molar-Formation mit pyroklastischen Gesteinen der Glasgow-Formation veranlaßten WODZICKI & ROBERT (1987) dazu, diese beiden Formationen im Westteil des BT als "slope"-Sedimente eines ozeanischen Inselbogens zu interpretieren.

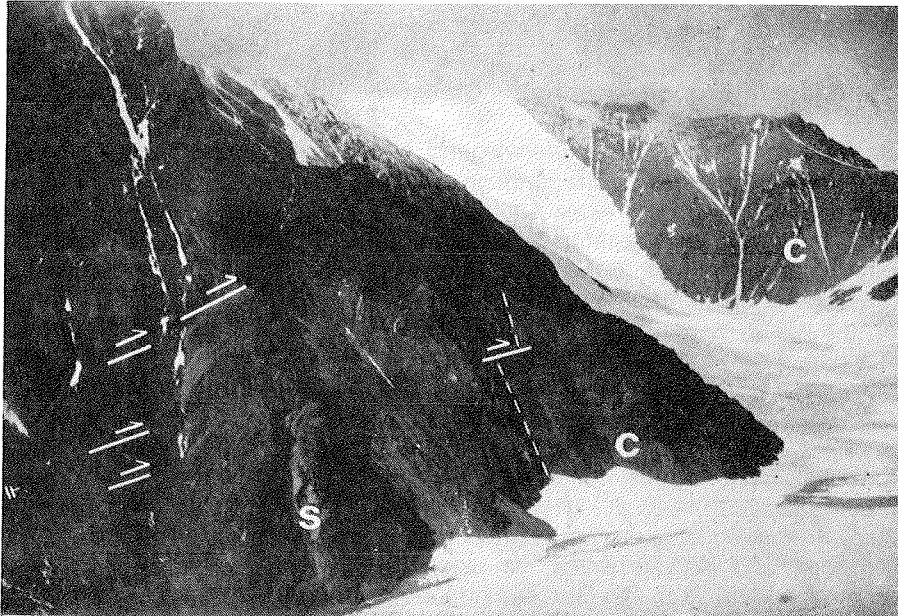


Abb. 3.1: Ausschnitt des steilgestellten Faltenschenkels im östlichen Profilabschnitt. Die Grenze zwischen der Sledgers-Gruppe (S) und dem Carryer-Konglomerat (C), eine Erosionsdiskordanz, ist als gestrichelte Linie eingezeichnet. Westüberschiebungen sind als weiße Linien eingezeichnet. Der rechte Bildteil, jenseits des Gletschers, wird aus offen gefalteten Carryer-Konglomeraten aufgebaut. Die Lithologie ist der Abb. 3.2 zu entnehmen (Maßstab: Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen steilgestellten Carryer-Konglomerats beträgt ca. 500 m, vgl. Abb. 3.2).

### 3.2 Mariner-Gruppe

Die Mariner-Gruppe enthält marine Flachwassersedimente (Sandsteine, Tonsteine und Kalksteine), deren Mächtigkeit mit 2000 bis 2500 m angegeben wird (LAIRD et al. 1982, JORDAN et al. 1984). Die Sedimentschüttungen erfolgten laut LAIRD & BRADSHAW (1983) nach NE und NW. Das Klastenspektrum zeigt nach LAIRD et al. (1982) und WRIGHT (1985) an, daß die Mariner-Gruppe das Abtragungsprodukt eines Kontinents, eines "high grade"-metamorphen Terranes mit sauren Plutoniten darstellt. Als mögliche Liefergebiete werden von WODZICKI et



al. (1982) und LAIRD et al. (1982) das Wilson und das Robertson Bay Terrane diskutiert. Zwischen den "slope"-Ablagerungen der Glasgow-/Molar-Formation und der Mariner-Gruppe wird von WODZICKI & ROBERT (1987) eine Schichtlücke beschrieben.

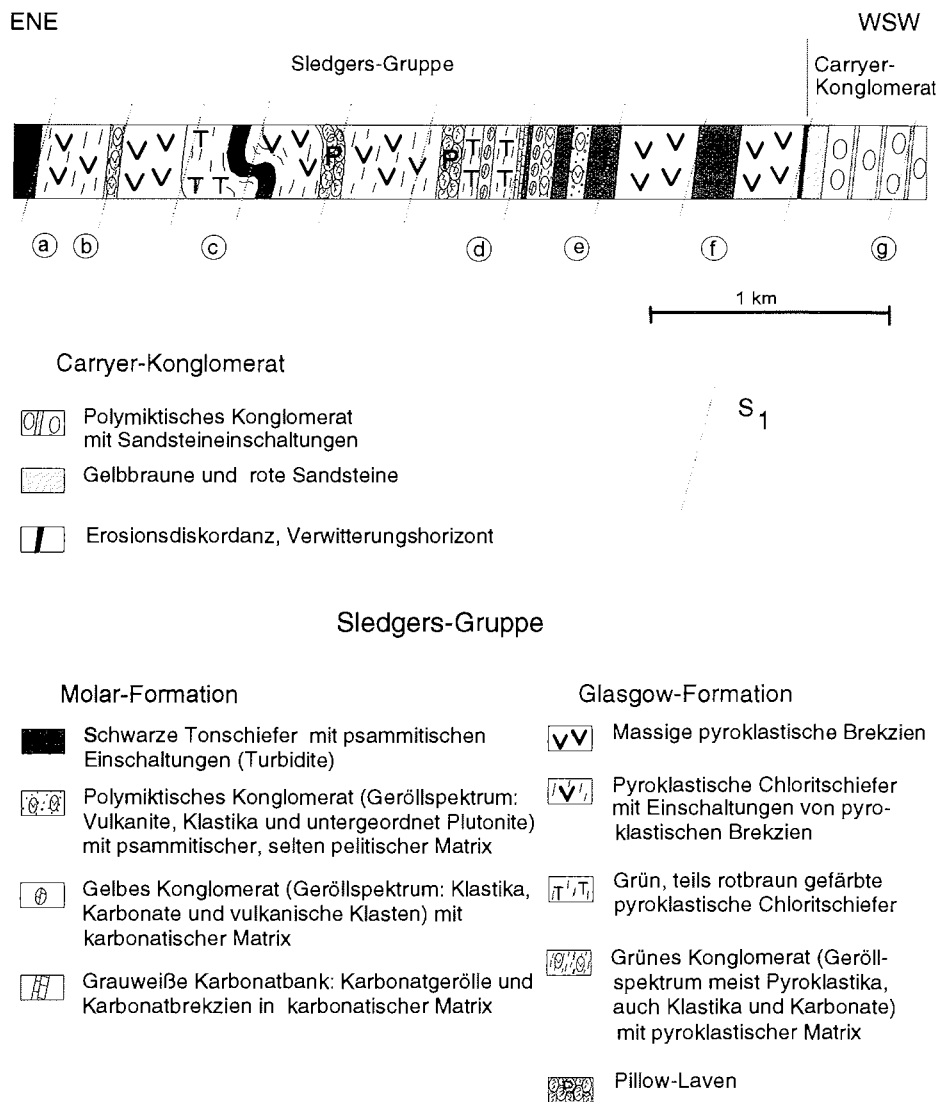


Abb. 3.2: Lithologisches Profil des östlichen Profilabschnitts. Gradierte Schichtung, Schrägschichtung und die  $S_2/S_1$ -Relation in klastischen Sedimenten der Molar-Formation und des Carrier-Konglomerats zeigen, daß das gesamte Profil den Westschenkel eines Sattels aufbaut (vgl. Abb. 4.1). Bezüglich der Punkte a bis h siehe Kap. 5, Abb. 5.2). Jüngere Deformationsgefüge (konjugiertes kompressives Schersystem, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen, s. Kap. 4) sind in dem Profil aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht eingezeichnet.

Nach WEAVER et al. (1984) und WODZICKI & ROBERT (1987) repräsentiert das BT den Rest eines vom Unterkambrium bis ins untere Mittelkambrium aktiven ozeanischen Inselbogens. Durch die Lithologie der regressiven Mariner-Gruppe ist dokumentiert, daß der Inselbogen des BT im Mittelkambrium inaktiv wurde (WODZICKI & ROBERT 1987).

Die Mariner-Gruppe fehlt im bearbeiteten Profil. Diese ist entweder vor Ablagerung der Leap-Year-Gruppe abgetragen worden oder sie ist im Gebiet des unteren Carryer Gletschers nicht zur Ablagerung gekommen.

### **3.3 Leap-Year-Gruppe (Carrier-Konglomerat, Reilly-Konglomerat, Camp-Ridge-Quarzit)**

Die Leap-Year-Gruppe wurde von LAIRD et al. (1982) als dritte Gruppe neben der Sledgers- und der Mariner-Gruppe eingeführt. Sie umfaßt das erstmals von DOW & NEALL (1964) beschriebene Carrier-Konglomerat, den von COUTEUR & LEITCH (1964) erstmalig beschriebenen Camp-Ridge-Quarzit und das von LAIRD et al. (1982) beschriebene Reilly-Konglomerat. Zwischen den fluviatilen Ablagerungen der Leap-Year-Gruppe und der regressiven Mariner-Gruppe besteht nach LAIRD et al. (1982) und WODZICKI & ROBERT (1987) eine Schichtlücke. Weiterhin wird von LAIRD et al. (1982) und von WODZICKI & ROBERT (1987) zwischen den Ablagerungen der Leap-Year-Gruppe und denen der Sledgers- und Mariner-Gruppe eine Erosionsdiskordanz beschrieben. Diese ist im bearbeiteten Profil an einem wenige cm mächtigen Verwitterungshorizont in den pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation und einem darauf abgelagerten Konglomerat, dessen vulkanische und pyroklastische Gerölle eine Verwitterungskruste aufweisen, zu erkennen (s. Kap. 11.1). Die circa 200 m mächtigen basalen Schichten des Carrier-Konglomerats werden im bearbeiteten Profil aus grünen und gelbbraunen Sandsteinen aufgebaut, in die sich zu jüngeren Schichten hin zunehmend Konglomerate einschalten. Es sind polymiktische Konglomerate (Geröllspektrum: Grauwacken, Sandsteine, Granite, intermediäre und saure Vulkanite, intraformationale Tongerölle) mit einer sandigen Matrix und eingeschalteten, meist wenige m mächtigen grüngefärbten Sandsteinbänken und sehr untergeordneten Tonsteinlinsen. Quarzdeformationsgefüge in Klasten belegen, daß das Liefergebiet des Carrier-Konglomerats durch eine "very low grade"- und untergeordnet "low grade"-Metamorphose geprägt war (Erläuterung hierzu in Kap. 7.1 und 11.6). Sedimentschüttungen des Carrier-Konglomerats erfolgten nach LAIRD et al. (1982), WODZICKI & ROBERT (1987) und eigenen Beobachtungen in nordöstliche Richtung.

Die Mächtigkeit des jüngeren Camp-Ridge-Quarzits (quarzitische Sandsteine, quarzitische Konglomerate und untergeordnet Tonsteine (LAIRD et al. (1982)) soll nach LAIRD et al. (1974) 2900 m betragen. Von DOW & NEALL (1972) und TESSENHORN (1984) werden sogar bis 7000 m angenommen. Die Sedimentschüttungen dieser fluviatilen Ablagerungen sollen nach LAIRD et al. (1982) und TESSENHORN (1984) nach NW, N und NE erfolgt sein. Das Reilly-Konglomerat wird von LAIRD et al. (1982) als gröberklastisches zeitliches Äquivalent des Camp-Ridge-Quarzits interpretiert und jünger als das Carrier-Konglomerat angesehen.

Das bearbeitete Profil entlang des unteren Carryer Gletschers beinhaltet die ungestörte Abfolge von "slope"-Ablagerungen eines ozeanischen Inselbogens (Glasgow- und Molar-Formation). Nach einer Abtragungsphase, die durch eine Schichtlücke und Erosionsdiskordanz belegt ist, ist auf den undeformierten Gesteinen der Sledgers-Gruppe die molasseartige Sequenz der Leap-Year-Gruppe, d.h. das Carryer-Konglomerat sedimentiert worden. Anschließend wurde die gesamte Bowers-Supergruppe gefaltet und geschiefert (s. Kap. 4 ff).

## 4 Tektonische Gefügeentwicklung im Bowers Terrane

### 4.1 Einleitung und Überblick über die tektonische Gefügesequenz im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers

Das E-W-Profil entlang des unteren Carryer Gletschers ist circa 10 km nördlich der Lanterman Range lokalisiert (s. Abb. 2.2). Es liegt vollständig innerhalb des Bowers Terrane. Die nördliche Fortsetzung der Lanterman-Störung, Sutur zwischen BT und WT, ist westlich unter dem Eis des Rennick Gletschers zu suchen. Das bearbeitete Profil ist durch einen Nebengletscher des Carryer Gletschers zweigeteilt (s. Abb. 2.2).

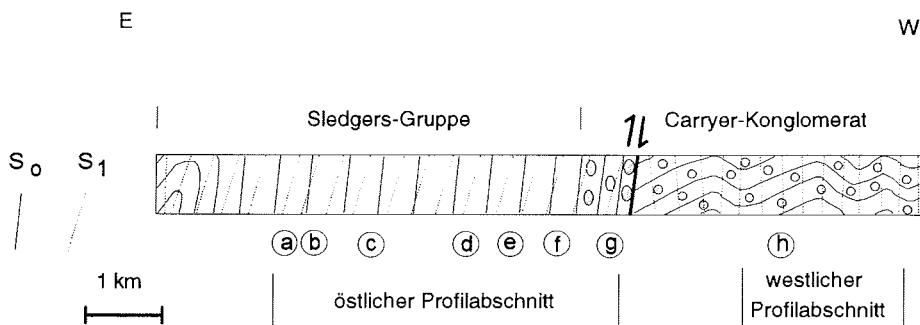
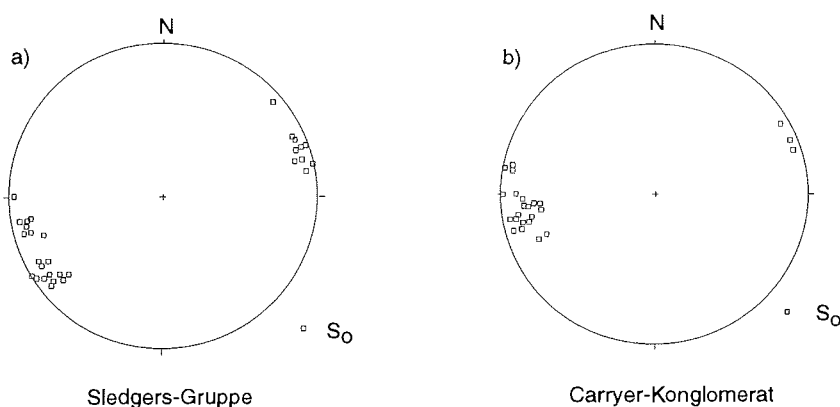


Abb. 4.1: E-W-Profil entlang des unteren Carryer Gletschers. Die bearbeiteten Profilabschnitte wurden durch Kartierungen von WODZICKI & ROBERT (1987) ergänzt. Die subvertikale Störung zwischen den offen gefalteten und steilstehenden Schichten des Carryer-Konglomerats ist im Profil durch einen Gletscher verhüllt. Die Langschenkel-Kurzschenkel-Beziehung der beiden östlichen Sättel im offen gefalteten Carryer-Konglomerat legt nahe, daß diese Teil eines Ostschenkels eines Großsattels sind. Die westlichen Falten sind hingegen im Scheitelbereich dieses Großsattels positioniert. Der westliche Profilabschnitt muß während der Faltung und Schieferung in einer höheren Position lokalisiert gewesen sein. Ohne die steile Störung läßt sich das Profil nicht plausibel erklären. Bezüglich der Punkte a bis h siehe Kap. 5, Abb. 5.2.



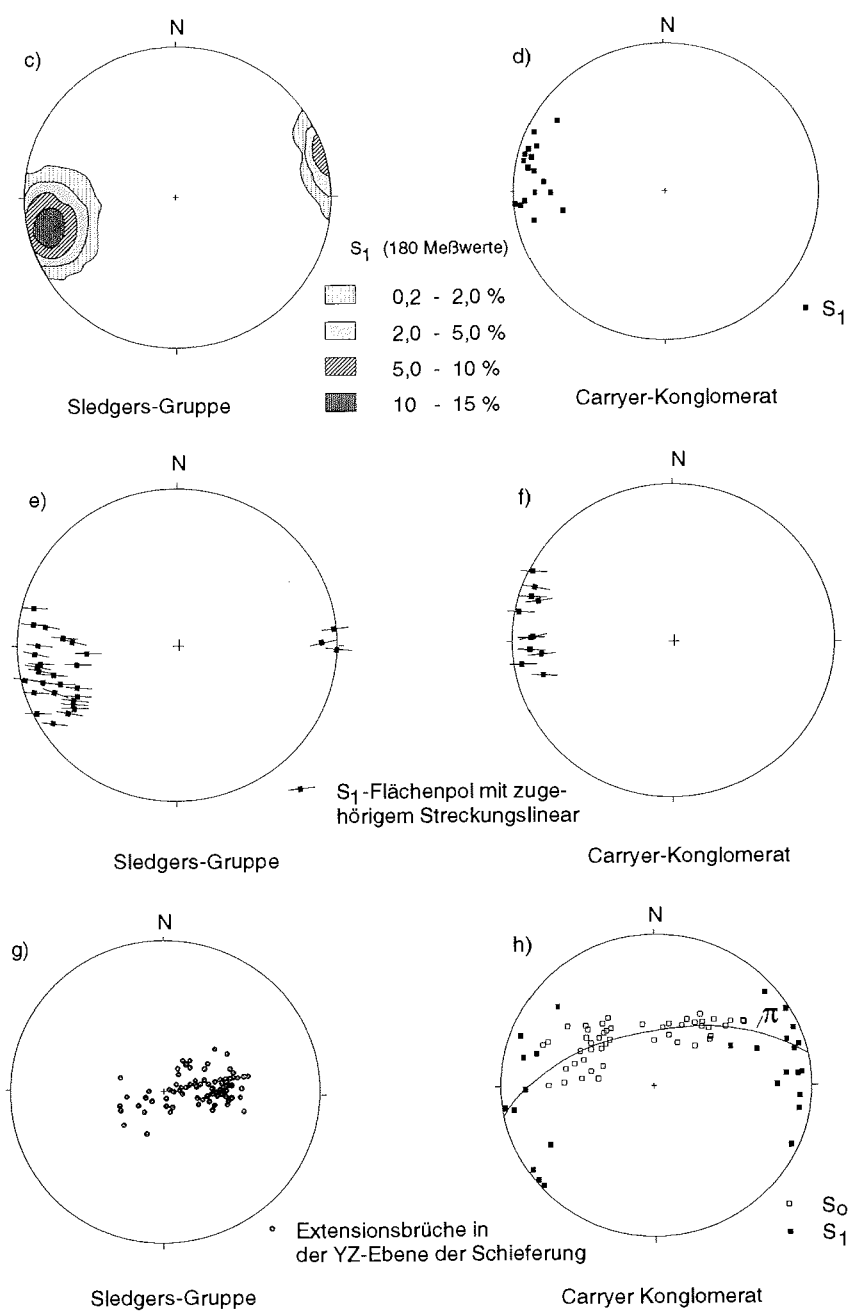


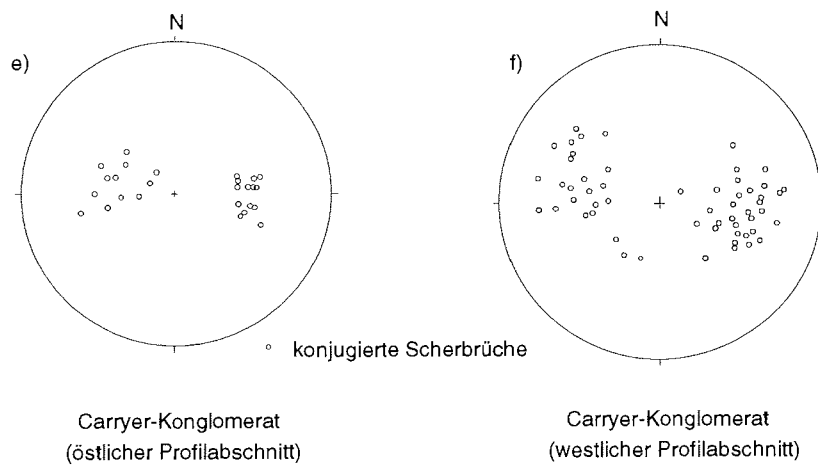
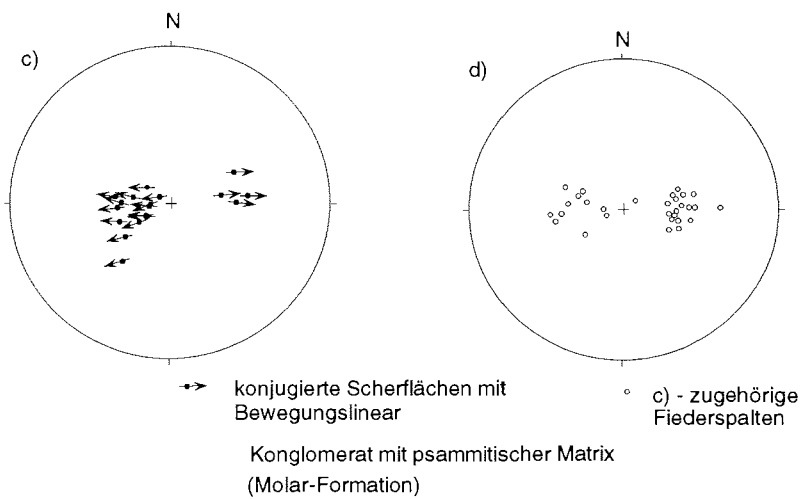
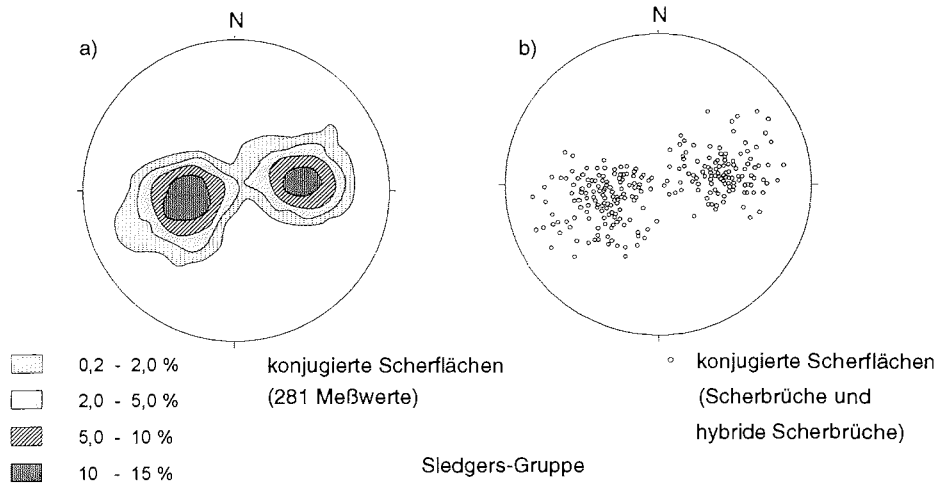
Abb. 4.2: Schichtung und  $S_1$ -Makrogefüge im östlichen (a bis g) und westlichen Profilabschnitt (h) entlang des unteren Carryer Gletschers. Schichtflächen in der Sledgers-Gruppe (a) und im Carryer-Konglomerat (b), Schieferflächen in der Sledgers-Gruppe (c) und im Carryer-Konglomerat (d),  $S_1$ -Flächen zugehörige Streckungslineare in der Sledgers-Gruppe (e) und im Carryer-Konglomerat (f), Extensionsbrüche in der Sledgers-Gruppe (g),  $S_1$ - und  $S_0$ -Flächen im westlichen Profilabschnitt (h) (bezüglich h siehe auch Abb. 4.22).

Der bearbeitete östliche Profilabschnitt wird von steilgestellten Schichten der Sledgers-Gruppe und des Carryer-Konglomerats aufgebaut (s. Abb. 3.2 und 4.1). Die Schieferflächen sind subvertikal orientiert (s. Abb. 4.2c,d). Die Beziehung zwischen Schieferung und Schichtung und die sedimentologischen Hangend-Liegend-Kriterien (gradierte Schichtung, Schrägschichtung etc.) zeigen, daß der gesamte östliche Profilabschnitt den steilgestellten Westschenkel einer Antiklinale bildet. Eine Erosionsdiskordanz trennt das Carryer-Konglomerat von den Gesteinen der Sledgers-Gruppe (s. Kap. 11.1).

Der bearbeitete westliche Profilabschnitt wird von offen gefalteten Schichten des Carryer-Konglomerats eingenommen (s. Abb. 4.1). Die  $S_1$ -Flächen sind ebenfalls subvertikal orientiert (s. Abb. 4.2h). Die Langschenkel/Kurzschenkel-Beziehung der beiden östlichen Sättel legt nahe, daß dieser Profiltail den Ostschenkel einer Antiklinale bildet. Der westlichste Sattel spiegelt durch seine Symmetrie den Scheitelbereich dieses Großsattels wider (s. Abb. 4.1). Die Profilkonstellation erfordert eine Störung mit erheblichem Versatzbetrag zwischen dem steilgestellten Materialwechsel im östlichen Profilabschnitt und dem offen gefalteten im westlichen.

Aus dem Profil der Abb. 4.1 läßt sich ablesen, daß Faltung und Schieferung erst einsetzen, als die gesamte Bowers-Supergruppe (einschließlich der "Molasse-ähnlichen" Leap-Year-Gruppe) zur Ablagerung gekommen war (vgl. GIBSON & WRIGHT 1985, FINDLAY 1987a).

Abb. 4.3: Makrogefüge des konjugierten kompressiven Schersystems im östlichen (a bis e) und im westlichen Profilabschnitt (f). Konjugierte hybride Scherbrüche und konjugierte Scherbrüche in der Sledgers-Gruppe (a und b), konjugierte Scherbrüche (c) (Darstellung nach HOEPPENER 1955) und Fiederspalten (d) in kompetenten Konglomeraten der Molar-Formation. Konjugierte Scherbrüche im steilgestellten Carryer-Konglomerat (e) und im offen gefalteten Carryer-Konglomerat (f). Weitere Scherflächen wie in Abb. 4.3c dargestellt, finden sich in der Abb. 5.2.



Es folgt eine kurze Übersicht der beobachteten Gefügesequenz in zeitlicher Reihung. Mit Ausnahme von mineralisierten Extensionsbrüchen, die vermutlich bei Absenkung der Gesteine der Bowers-Supergruppe in einem Krustendehnungs-Regime mineralisiert worden sind, ist die beobachtete tektonische Gefügesequenz den Gesteinen der Bowers-Supergruppe in einem Kompressions-Regime aufgeprägt worden. Die Altersrelation zwischen den einzelnen Gefügen konnte im Gelände anhand von Überschneidungsrelationen bestimmt werden. Die folgende Reihung entspricht der beobachteten Altersabfolge von älteren zu jüngeren Gefügen:

#### Krustendehnungs-Regime (D1)

- Vertikale Extensionsbrüche, die bei söhlicher Lagerung der Gesteine der Bowers-Supergruppe angelegt worden sind (s. Abb. 4.5a). Durch die Steilstellung von  $S_0$  weisen diese Brüche im bearbeiteten östlichen Profilabschnitt heute eine subhorizontale Orientierung auf.

#### Kompressions-Regime (D2)

- Mineralisierung von  $S_0$ -parallelen Scherbrüchen, hybriden Scherbrüchen und Extensionsbrüchen im frühen Faltungsstadium (s. Abb. 4.5b).
- Aufrechte Faltung und Ausbildung von subvertikalen  $S_1$ -Flächen. Auf den  $S_1$ -Flächen wird ein subvertikales Streckungslinear durch Phyllosilikate abgebildet. In der YZ-Ebene der Schieferung sind subhorizontal orientierte Extensionsbrüche aufgerissen, die mit Calcit, Quarz und Chlorit mineralisiert worden sind (s. Abb. 4.2g und 4.5c,d).
- Ein konjugiertes kompressives Schersystem mit west- und ostaufschiebenden Scherzonen (s. Abb. 4.3, 5.2 und Kap. 4.4 ff) löst den von Extensionsbrüchen begleiteten Schieferungsprozeß ab.
- Überschiebungen mit tektonischem Westtransport (s. Kap. 4.6, Abb. 4.29) schleppen die ostaufschiebende Schar des konjugierten Schersystems, die westaufschiebende Schar wird hingegen von den Westüberschiebungen reaktiviert.
- Steile Ost- und steile Westaufschiebungen (s. Kap. 4.7, Abb. 4.37) versetzen die Westüberschiebungen.

In den Kapiteln 9 und 12 werden mögliche Ursachen für die Entwicklung der zu beschreibenden Gefügesequenz besprochen. Die Deformationsmechanismen und P-T-Bedingungen während des Kompressionsstadiums und Gründe für die Änderung des rheologischen Verhaltens der Kruste im BT werden in den Kapiteln 7, 8, bzw. 9 diskutiert. Das Kapitel 5 befaßt sich mit der Orientierung des Paläospannungsfeldes während der progressiven Gefügeentwicklung.



## 4.2 Anlage und Deformation von prä-S<sub>1</sub> mineralisierten Gängen

Älteste Gangbildungen, die mit Quarz, Calcit, Dolomit und Epidot mineralisiert wurden, lassen sich in zwei Kategorien einteilen: Zum einen Gänge, die vermutlich während oder nach der Absenkung der Sedimente und pyroklastischen Gesteine gebildet worden sind (s. Abb. 4.5a) und zum anderen Gänge, die zu Beginn des Kompressionsstadiums entstanden sind (s. Abb. 4.5b). Mineralogisch lassen sich die Gangbildungen nicht unterscheiden, tektonisch hingegen ist dies möglich (s. folgende Kapitel). Die Gänge wurden während des Schieferungsprozesses in Abhängigkeit ihrer Lage zum inkrementellen Strainellipsoid boudiniert oder gefaltet (s. Abb. 4.5b,c). Der Besprechung der verschiedenen Gangbildungen soll eine kurze Erläuterung über die kontrollierenden Parameter des Bruchverhaltens von Gesteinen vorausgehen und Kriterien angeführt werden, die eine sichere Anwendung von Mineralfasern als Straininkremente gewährleisten.

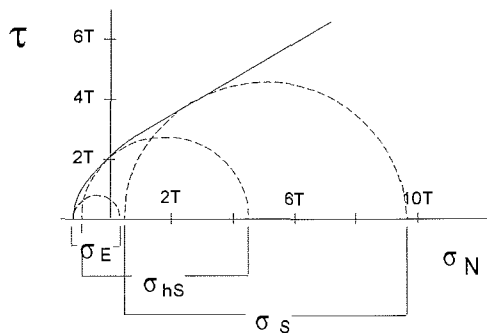


Abb. 4.4: Mohrsche Darstellung mit Mohrschen Spannungskreisen für Extensionsbrüche ( $\sigma_E$ ) bei niedrigen, hybride Scherbrüche ( $\sigma_{hS}$ ) bei mittleren und Scherbrüche ( $\sigma_S$ ) bei hohen Hauptspannungsdifferenzen.

Das Bruchverhalten, reibungsabhängiges Gleiten, eines Gesteins wird vom Mohr-Coulomb-Gesetz beschrieben (u.a. ELLIOTT 1976, PATERSON 1978, ETHERIDGE 1986):

$$\tau = S_0 + \mu (\sigma - p_f)$$

$\tau$  = Scherfestigkeit

Die kontrollierenden Parameter sind Kohäsion ( $S_0$ ), innere Reibung ( $\mu$ ), Umschließungsdruck ( $\sigma$ ) und Fluiddruck ( $p_f$ ). Die effektive Spannung ( $\sigma_{eff}$ ) ist die Differenz aus Normalspannung und Fluiddruck ( $\sigma_{eff} = \sigma - p_f$ ) (HUBERT & RUBEY 1959). Auf die Scherspannung hat der Fluiddruck einen nur indirekten Einfluß. Er steuert den "scheinbaren" Umschließungsdruck, von dem die Scherfestigkeit des Materials abhängt. Kontrollierender Faktor für die Bildung von Extensions-, hybriden Scher- und reinen Scherbrüchen ist die Differenz zwischen der größten ( $\sigma_1$ ) und der kleinsten Hauptnormalspannung ( $\sigma_3$ ) (s. Abb. 4.4 oder 4.6).

Rißbildungen mit Mineralisationen sind ab einer gewissen Tiefe bei normalen hydrostatischen Drucken nicht mehr möglich (PATERSON 1978, SIBSON 1981, REYNOLDS & LISTER 1987, s. auch Kap. 4.2.2). Bei niedrigen effektiven Spannungen, d.h. bei Fluiddrucken, die den Betrag des hydrostatischen Druckes erheblich überschreiten und an den Betrag des lithostatischen Druckes heranreichen, sind hingegen offene Spalten möglich (s. Kap. 4.2.2 ff).

In der vorliegenden Arbeit werden Fasermineralisationen bzw. deren langen Achsen in Verbindung mit Extensions-, Scher- und hybriden Scherbrüchen als Straininkremente verwendet (vgl. RAMSAY & HUBER 1983, ELLIS 1986). In der Literatur wird zwischen versatzkontrolliertem ("displacement-controlled") und durch die Kornform kontrolliertem ("face-controlled") Mineralfaserwachstum unterschieden (RAMSAY & HUBER 1983, COX & ETHERIDGE 1983, COX 1987). Kornformkontrolliertes Faserwachstum reflektiert nicht die Versatz- und/oder Öffnungsgeschichte eines Bruches. Die drei Kriterien, die ein versatzkontrolliertes Mineralfaserwachstum sicherstellen sollen, sind: a) Parallelität der langen Achse von Mineralfasern mit Einschlußfahnen ("inclusion trails", RAMSAY 1980); b) senkrecht zu den langen Mineralachsen orientierte Einschlußbänder ("inclusion bands", RAMSAY 1980) - die Bildung der Einschlußfahnen und Einschlußbänder geht nach COX & ETHERIDGE (1983) auf ein syntaxiales Wachstum an der Gangbegrenzung zurück - und c) ehemals zusammenhängende Gangbegrenzungen (z.B. Klaster), die durch Mineralfasern verbunden sind.

Abb. 4.5: Schematische Wiedergabe von Gefügen, die bei Krustendehnung (a), im frühen Faltungsstadium (b) und während des Faltungs- und Schieferungsprozesses (c und d) dem Gestein aufgeprägt worden sind. Die übergeordneten Spannungsfelder und die relative Größe des Fluiddruckes wurden aus der Orientierung von Brüchen und den Bruchtypen abgeleitet.

a) Anlage von Brüchen bei Krustendehnung (s. Kap. 4.2.1): Das variable Streichen der  $\pm$  vertikalen Brüche legt für  $\sigma_2$  und  $\sigma_3$  gleiche Beträge bzw. einen axialen Spannungszustand nahe (s. Kap. 5).

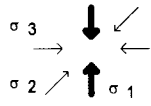
b) Mit Einsetzen des kompressiven Regimes wird meist die Anisotropie des Materialwechsels, je nach Höhe des Fluiddruckes, als Scherbruch, hybrider Scherbruch oder Extensionsbruch aktiviert (s. Kap. 4.4.2). Mit Beginn des kompressiven Regimes setzt auch Faltung ein.

c) Auf den Faltenschenkeln wurden Scherbrüche und hybride Scherbrüche für eine Reaktivierung in eine ungünstige Position gebracht. Der Strain lokalisiert sich vorwiegend in der Faltung und untergeordnet im beginnenden Schieferungsprozeß. Infolge von Spannungsrefraktionen, ausgelöst durch die  $S_0$ -parallele Anisotropie, kommt es in inkompetenten Schichten zur Ausbildung von konvergierenden Schieferflächen (s. Kap. 10). Mineralisierte Extensionsbrüche in der YZ-Ebene der Schieferflächen belegen, daß der Fluiddruck den Auflastdruck ( $\sigma_v$ ) des überlagernden Gebirges überstiegen hat.

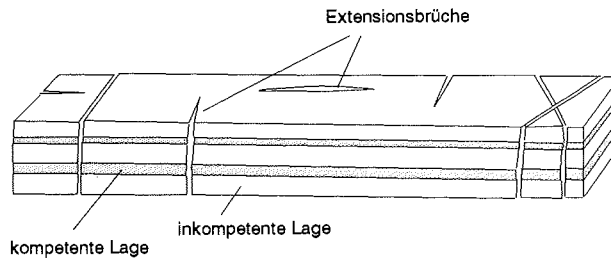
d) Die Schieferung hat die Faltung als dominierenden Mechanismus abgelöst (s. Kap. 10). Kompetente Schichten und in a) und b) angelegte Gänge werden in Abhängigkeit ihrer Lage zum inkrementellen Strainellipsoid gefaltet oder boudiniert.

a) prä-S<sub>1</sub>

Krustendehnungs-Regime

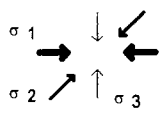


$$P_f > \sigma_3 = \sigma_2$$



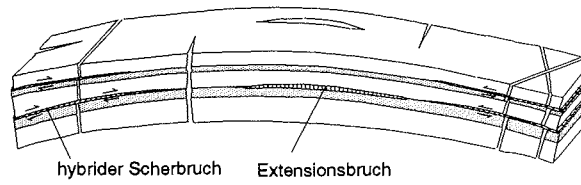
b) prä-S<sub>1</sub> - frühes Faltungsstadium

Kompressions-Regime



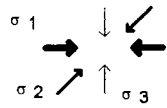
$$P_f \leq \sigma_3 \quad (\text{im Carrier-Konglomerat})$$

$$P_f \geq \sigma_3 \quad (\text{in der Sledgers-Gruppe})$$

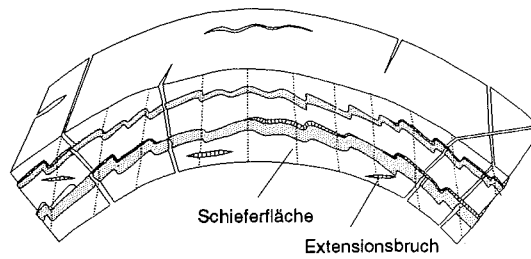


c) frühes Schieferungsstadium

Kompressions-Regime

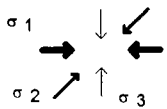


$$P_f > \sigma_3$$

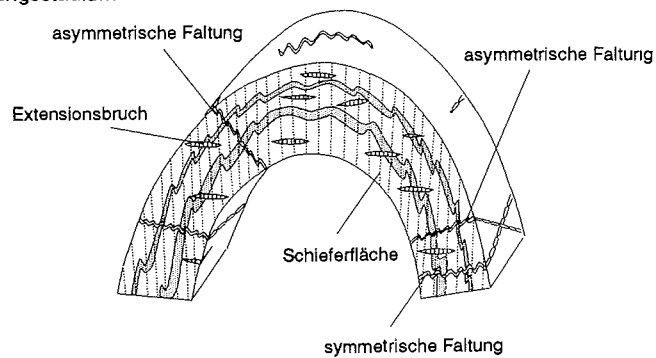


d) fortgeschrittenes Schieferungsstadium

Kompressions-Regime



$$P_f > \sigma_3$$



Im Gegensatz zu Quarzmineralfasern zeigen Calcitmineralfasern nur extrem selten "crack-seal"-Gefüge, d.h. Einschlußbänder oder Einschlußfahnen. Daß die Calcitstraininkremente die Rißöffnungsgeschichte und nicht etwa eine Kornwachstumsfront im Druckschatten abbilden, legt folgende Beobachtung nahe: Auf Brüchen finden sich oft gleichorientierte Quarz- und Calcitmineralfasern. Während bei Quarzmineralfasern die Öffnungsgeschichte des Bruches durch "crack-seal"-Gefüge reflektiert wird, zeigen Calcitmineralfasern, die im direkten Kontakt zu diesen Quarzfasern sind, hingegen keine "crack-seal"-Gefüge. Es ist wohl auszuschließen, daß die mit "crack-seal"-Gefügen belegten Quarzmineralfasern die Rißöffnungsgeschichte eines Bruches wiedergeben, während die benachbarten Calcitmineralfasern Ausdruck einer Kornwachstumsfront im Druckschatten sind.

Im Falle der im Krustendehnungs-Regime und im frühen Faltungsstadium mineralisierten Extensionsbrüchen (s. Kap. 4.2.1 bzw. 4.2.2), den syn-S<sub>1</sub> mineralisierten Extensionsbrüchen in der YZ-Ebene der Schieferung (s. Kap. 4.4.1.1) sowie den sich aus letzteren entwickelnden konjugierten hybriden Scherbrüchen und konjugierten Scherbrüchen (s. Kap. 4.4.1.2 und 4.4.1.3) kann mit den oben angeführten Kriterien meist sichergestellt werden, daß die langen Achsen der Mineralfasern den Versatzpfad, d.h. die Öffnungsgeschichte des Bruches wiedergeben. Antitaxiale Calcitfasern auf Extensionsbrüchen in der YZ-Ebene der Schieferung, auf konjugierten hybriden Scherbrüchen und auf konjugierten Scherbrüchen sind ausnahmslos versatzkontrolliert. Im Zusammenhang mit Westüberschiebungen sowie steilen West- und Ostaufschiebungen wurde das Mineralfaserwachstum, insbesondere von Quarzen, häufig durch die Kornform kontrolliert. Besonders im Zusammenhang mit Quarzlagenharnischen fand sich kornformkontrolliertes Quarzfaserwachstum. Dies wird durch Einschlußfahnen und Einschlußbänder belegt, die schief zu den langen Mineralachsen der Quarze orientiert sind (s. Abb. 7.3b,c und 7.4b).

#### **4.2.1 Gangbildungen bei Krustendehnung**

Nach Glätten der Falten im BT befinden sich die meist nur wenige mm mächtigen Gänge, die vorwiegend mit Quarz und untergeordnet mit Calcit mineralisiert und senkrecht zur Schichtung orientiert sind, in einer subvertikalen Position (s. Abb. 4.5a). Die Gänge streichen in unterschiedliche Richtungen (hier wird deren Orientierung nach dem Glätten der Falten betrachtet, s. Abb. 4.5a). Mitunter zeigen in wenigen Fällen "crack-seal"-Gefüge an, daß es sich um Extensionsbrüche handelt, daß die Rißöffnungen  $\pm$  senkrecht zu den Bruchflächen erfolgten. Die Gänge wurden in den Ablagerungen der Bowers-Supergruppe vermutlich nach oder bereits während deren Versenkung bei Krustendehnung gebildet.

Im allgemeinen ist in Sedimentbecken bis zu Tiefen (Überlagerung) von 2 bis 3 km beim hydrostatischen Druck mit Beträgen zu rechnen, die zwischen 40 und 60% des lithostatischen Druckes erreichen. Bei weiterer Absenkung steigt der hydrostatische Druck rapide an und erreicht Werte bis circa 90% des lithostatischen Druckes (s. YERKES et al. 1985). Die ältesten Extensionsbrüche im untersuchten Probenmaterial belegen somit, daß der Betrag von  $\sigma_3'$  (effektive

kleinste Hauptnormalspannung) den Betrag der Zugfestigkeit (-1T) des Gesteins erreicht hat. In Krustendehnungs-Regimen ist  $\sigma_V$  (Auflastdruck) parallel  $\sigma_1$  orientiert. Extensionsbrüche können gebildet werden, wenn sich der Porenflüssigkeitsfaktor  $\lambda_V$  ( $\lambda_V = p_f/\sigma_V$ ) dem Wert 1 annähert (SIBSON 1981, 1990).

Die Bildung der Extensionsbrüche ist bei suprahydrostatischen Porenwasserdrücken vonstatten gegangen (vgl. SIBSON 1990). Die oben beschriebenen subvertikalen Gänge streichen - bezogen auf ihre Position vor der Faltung - in unterschiedlichste Richtungen (s. Abb. 4.5a). Dies ist ein Hinweis, daß  $\sigma_3$  und  $\sigma_2$  im Krustendehnungs-Regime gleiche Beträge aufwiesen haben, d.h., daß vermutlich ein axialer Spannungszustand vorgelegen hat (vgl. Kap. 5).

#### **4.2.2 Brüche im frühen Faltungsstadium - $S_0$ -parallele Extensions-, "hybride Scher-" und Scherbrüche**

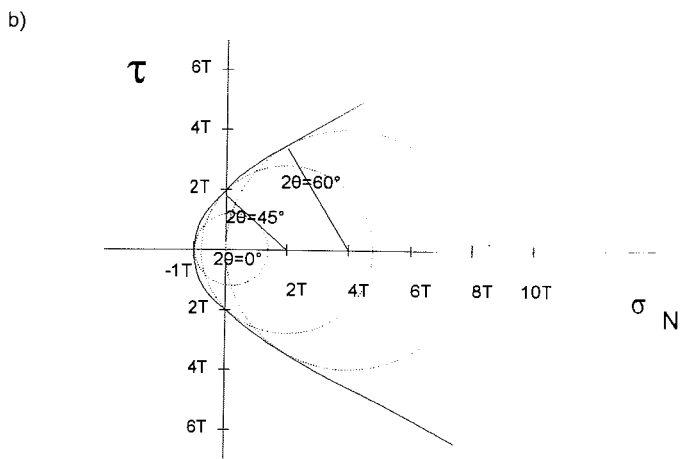
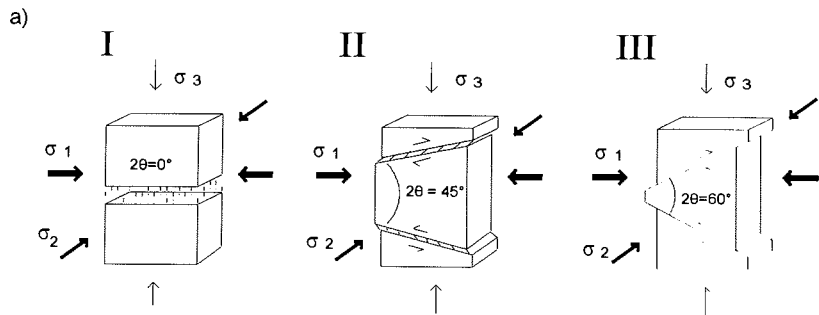
SECOR (1965), SIBSON (1981) und HANCOCK (1985) unterscheiden drei verschiedene Bruchtypen, die eine jeweils unterschiedliche Orientierung zu den Spannungsachsen einnehmen: 1. Extensionsbrüche, die in der Ebene der größten und mittleren Hauptnormalspannung aufreißen. Deren Straininkremente sind parallel der kleinsten Hauptnormalspannung orientiert. 2. Konjugierte Scherbrüche, die sich im Bereich zwischen kleinster und größter Hauptnormalspannung bilden und deren Straininkremente subparallel zu den Bruchflächen gewachsen sind. 3. Konjugierte hybride Scherbrüche ("extensional shear fractures" (ETHERIDGE 1983)) nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Extensionsbrüchen und konjugierten Scherbrüchen ein (s. Abb. 4.6).

Nach REYNOLDS & LISTER (1987) wird die Bildung von Scher-, hybriden Scher- und Extensionsbrüchen von 2 Faktoren kontrolliert (vgl. Kap. 4.2, s. SECOR 1965, HUBERT & RUBEY 1959, ETHERIDGE 1983 und ETHERIDGE et al. 1984):

1. von der Größe der Spannungsdifferenz zwischen der größten und kleinsten Hauptnormalspannung bzw. dem deviatorischen Stress und
2. von den Fluidrücken.

Mit Hilfe der Mohrschen Darstellung lassen sich die Rahmenbedingungen für Extensionsbrüche, hybride Scherbrüche und Scherbrüche - hier bezogen auf ein übergeordnetes Kompressions-Regime - ableiten (s. Abb. 4.6).

Gänge, die wie beobachtet parallel der Schichtung orientiert sind und von der Schieferung boudiniert wurden, können nicht bei Krustendehnung gebildet worden sein (s. Abb. 4.5b). Es lassen sich im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers drei Kategorien von  $S_0$ -parallelen Brüchen unterscheiden: Extensionsbrüche, "hybride Scherbrüche" (beide in Gesteinen der Sledgers-Gruppe) und Scherbrüche (nur in Gesteinen des Carryer-Konglomerats).



c)

	$(\sigma_1' - \sigma_3')$	$2\theta$
Extensionsbrüche	$< 4T$	$0^\circ$ $T = \text{Zugfestigkeit}$
hybride Scherbrüche	$4T - 8T$	$1 - 60^\circ$
Scherbrüche	$> 8T$	$> 60^\circ$

Abb. 4.6: a) Beziehung zwischen den effektiven Hauptnormalspannungen ( $\sigma_1' > \sigma_2' > \sigma_3'$ ) und Extensionsbrüchen (I), hybriden Scherbrüchen (II) und Scherbrüchen (III) in einem isotropen Gestein. b) Mohrsche Darstellung mit Mohrschen Spannungskreisen; konstruiert für  $2\theta = 0, 45^\circ$  und  $60^\circ$ . c) Rahmenbedingungen für Extensions-, hybride Scher- und Scherbrüche (nach HANCOCK 1985, leicht verändert).

#### 4.2.2.1 $S_0$ -parallele Extensionsbrüche in der Sledgers-Gruppe

Die subvertikalen Gänge sind parallel der Schichtung entwickelt. Sie erreichen im Gegensatz zu den geringermächtigen hybriden Scherbrüchen und Scherbrüchen (letztere wurden nur im Carryer-Konglomerat beobachtet) Mächtigkeiten bis zu 3 dm und sind bevorzugt in Bereichen starker Kompetenzkontraste (z.B. Tonschiefer - sandige Schiefer) aufgerissen. Die Gänge enthalten meist grobspätigen Calcit, Dolomit, Quarz und teilweise auch Epidot. "Crack-seal"-Gefüge werden nur sehr selten durch Epidotbänder in den von Quarz und Calcit dominierten Brüchen abgebildet. Diese "crack-seal"-Gefüge belegen eine senkrecht zu den Reißflächen erfolgte Öffnungsgeschichte. Die vormalige  $\pm$  horizontale Orientierung dieser  $S_0$ -parallelen Extensionsbrüche erfordert Fluiddrucke, die im Stande gewesen sind, das überlagernde Gebirge zu tragen ( $p_f > \sigma_3$ ) (s. Abb. 4.5b). In psammitischen und pelitischen Schiefen, wo der Schieferungsprozeß früher einsetzte als in kompetenten Gesteinen (s. Kap. 10), wurden diese Gänge zuerst gefaltet (s. Abb. 4.9), was eine  $\pm$  flache Lagerung voraussetzt. Später, als sich die Lage dieser Gänge infolge der Faltung zum inkrementellen Strainellipsoid änderte, wurden diese Gänge wie auch die  $S_0$ -parallelen Gänge in kompetenten Gesteinen boudiniert (s. Abb. 4.5d und Abb. 4.7). Die mächtigen  $S_0$ -parallelen Gänge wurden in einem Kompressionsregime vor der Faltung und/oder in einem frühen Faltungsstadium angelegt (s. Kap. 4.2.2.2).

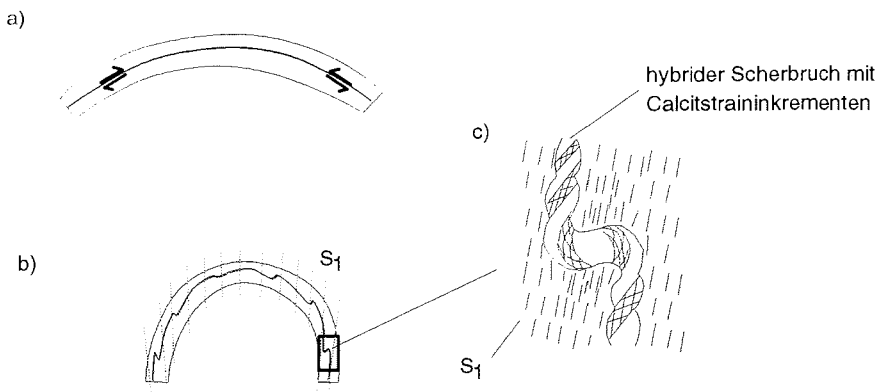


Abb. 4.7: Schleppfaltung und beginnende Boudinierung (b, c) eines im frühen Faltungsstadium entstandenen hybriden Scherbruchs (a). Die Reißöffnungsgeschichte wird durch Calcitstraininkremente wiedergegeben (vgl. Abb. 4.9b). Auf die asymmetrische Faltung der kompetenten Calcitlage folgte, nachdem sich deren Orientierung zu den kinematischen Hauptachsen geändert hat, die Boudinierung derselben.

#### 4.2.2.2 $S_0$ -parallele "hybride Scherbrüche" in der Sledgers-Gruppe

In psammitischen Schiefen der Molar-Formation finden sich  $S_0$ -parallele "hybride Scherbrüche" (s. Abb. 4.9b). Die schematische Skizze der Abb. 4.7 zeigt eine boudinierte und gefaltete, mm mächtige materialwechselfparallele

Calcitlage. Straininkremente (Calcitmineralfasern) zeigen eine Ribffnung, die in einem größeren Winkel zur Ribbegrenzung erfolgt ist.

Der Begriff hybrider Scherbruch muß, wenn er im Zusammenhang mit dem frühen Faltungsstadium genannt wird, mit Anfuhrungszeichen versehen werden: Extensions- und hybride Scherbrüche sind in Zonen reduzierter Scherfestigkeit und reduzierter Zugfestigkeit aufgerissen (parallel  $S_0$ ). Die Lage der Anisotropiefläche während der Bruchbildung läßt sich nicht mehr genau rekonstruieren. Aus diesem Grund kann ein Bruch, dessen Straininkremente ihn als "hybriden Scherbruch" ausweisen, als Extensionsbruch in einer Zone geringerer Zugfestigkeit angelegt worden sein (s. Abb. 4.8). Der umgekehrte Fall ist im speziellen Fall der Faltung hingegen nicht möglich.

Der im Krustendehnungs-Regime herrschende Fluiddruck konnte den Überlagerungsdruck ( $\sigma_V$ ;  $\sigma_V$  parallel  $\sigma_1$ ) nicht berschreiten (s. Kap. 4.2.1). Um die Bildung von horizontalen Extensionsbrüchen und hybriden Scherbrüchen im Kompressions-Regimes zu ermöglichen, muß der Betrag des Fluiddruckes ( $p_f$ ) den Betrag des berlagerungsdruckes  $\sigma_V$  ( $\sigma_V$  parallel  $\sigma_3$ ) berstiegen haben.

HOEPPENER (1955) und HELMSTAEDT & GREGGS (1980) beschreiben  $S_0$ -parallele Gänge, die während der Faltung angelegt sein sollen. Sie werden als schichtparallele Abscherflchen interpretiert und sollen das Produkt des Faltenvorschubs (Biegegleitung durch "flexural slip"; HOEPPENER 1955, HELMSTAEDT & GREGGS 1980, FYFE et al. 1978) sein. Nach WEBER (1980) und COSGROVE (1993) soll sich die Bildung derartiger Brüche auf das frühe Faltungsstadium beschränken.

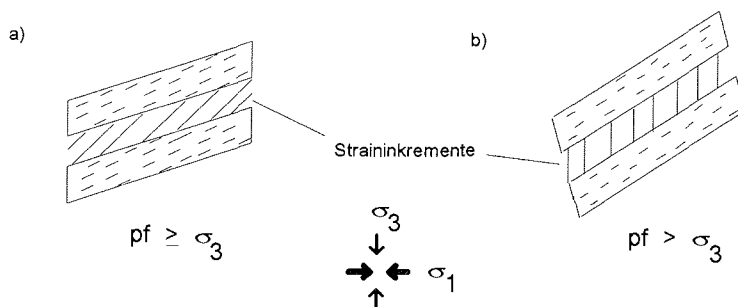


Abb. 4.8: Extensionsbruch und "hybrider Scherbruch" im Faltungsfrhstadium. In a) ist der Bruch ein hybrider Scherbruch, in b) ein Extensionsbruch. Letzterer ist in der Schichtung, einer Zone reduzierter Scher- und Zugfestigkeit, aufgerissen. Das schiefe Wachstum der Straininkremente zu den Bruchflächen täuscht, isoliert von der Orientierung der kinematischen Hauptachsen betrachtet, einen "hybriden Scherbruch" vor.

$S_0$ -parallele "hybride Scherbrüche" und die noch zu besprechenden Scherbrüche im Carrier-Konglomerat (s. Kap. 4.2.2.3) weisen, bezogen auf den leicht überkippten Faltenschenkel, einen einheitlichen Bewegungssinn auf: Bei der heute vorliegenden Steilstellung (80/85) zeigen die  $S_0$ -parallelen Scherbrüche und "hybriden Scherbrüche" stets eine relative Abschiebung der östlichen



Scholle an. Der Bewegungssinn (s. Abb. 4.7) paßt zwar in das Schema der Biegegleitung von HOEPPENER (1955), die in XZ-Schnitten beobachteten Schleppfalten bei  $S_0$ -parallelen Gängen in pelitischen und psammitischen Schiefen (vgl. hierzu WEBER 1980 und COSGROVE 1993) und die Boudinierung der Gänge in X- wie auch in Y-Richtung dokumentieren jedoch - letzteres unterstreicht, daß die Gänge vor dem "Plättungsstadium" der Schieferung angelegt worden sind (Erläuterungen in Kap. 4.3.1 und 10) - , daß die  $S_0$ -parallelen Gänge nur im frühen Faltungsstadium aktiv gewesen sind. Dem Mechanismus der Biegegleitung widersprechen die  $S_0$ -parallelen Extensionsbrüche: Diese belegen, daß der Porenflüssigkeitsfaktor  $\lambda_v > 1$  gewesen ist. Hierdurch wurde zumindest in der Sledgers-Gruppe die Biegegleitung bzw. die Bildung von schichtungsparallelen Scherbrüchen unterbunden (s. Abb. 4.6, vgl. FYFE et al. 1978).

#### 4.2.2.3 $S_0$ -parallele Scherbrüche im Carryer-Konglomerat

In Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen des steilstehenden Carryer-Konglomerats (s. Kap. 11.1) wurden im Gelände mehrere  $S_0$ -parallele Scherzonen, in der Regel mit Calcit- und untergeordnet Quarzlagenharnischen belegt, mit Versätzen im cm-Bereich erkannt. Der Bewegungssinn stimmt mit dem der "hybriden Scherbrüche" in der Sledgers-Gruppe überein. Schleppfaltung ist in den Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen im bearbeiteten Profil nicht beobachtet worden. Die Altersrelation zur Schieferung konnte jedoch mikroskopisch nachgewiesen werden. Den Scherbrüchen zugehörige Fiederspalten (mineralisierte T-Flächen, s. Abb. 4.9c) werden von der Schieferung deformiert, Calcit- und Quarzstraininkremente in den Lagenharnischen boudiniert. Im Gegensatz zu den oben besprochenen hybriden Scherbrüchen in Schiefen der Sledgers-Gruppe läßt sich nicht ganz ausschließen, daß es sich hierbei um Bewegungen handelt, die der Biegegleitung im Sinne von HOEPPENER (1955) zuzurechnen sind. Schleppfaltung ist in den Schichten des Carryer-Konglomerats nicht entwickelt, so daß keine Möglichkeit besteht, den Bildungszeitraum dieser Scherbrüche exakter einzugrenzen. Die intensive, durch den Schieferungsprozeß aufgeprägte Deformation der Gänge legt jedoch nahe, daß die Scherbrüche die gleiche Entstehungsgeschichte wie die  $S_0$ -parallelen Gänge in der Sledgers-Gruppe aufweisen. Durch die Scherbrüche läßt sich belegen, daß der Fluiddruck im Carryer-Konglomerat geringer als in den Gesteinen der Sledgers-Gruppe gewesen ist, im Carryer-Konglomerat  $\sigma_3'$  während des frühesten Faltungsstadiums ein positives Vorzeichen aufgewiesen hat (s. Abb. 4.5b).

Vermutlich wiesen die jüngeren Ablagerungen des Carryer-Konglomerats vor und/oder im frühen Faltungsstadium eine höhere Permeabilität als die unterlagernden Gesteine der Sledgers-Gruppe auf. Erstere führen keine niedrig permeablen Tonsteine oder tuffitischen Gesteine. Die geringe Permeabilität der Sledgers-Gruppe läßt sich auch durch eine längere Kompaktionszeit, ein zusätzliches Kompaktionsstadium, erklären: Die Erosionsdiskordanz zwischen der Sledgers-Gruppe und dem Carryer-Konglomerat (s. Kap. 11.1) dokumentiert eine prä-Leap-Year Kompaktion in der Sledgers-Gruppe.

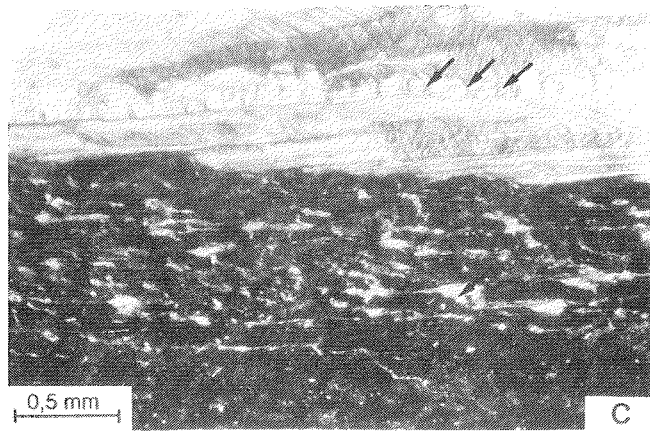
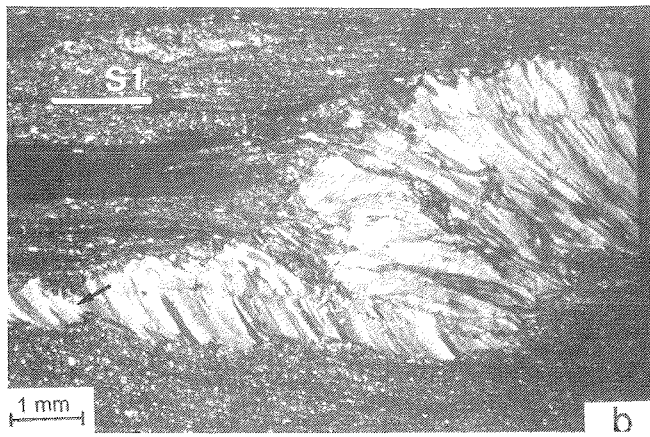
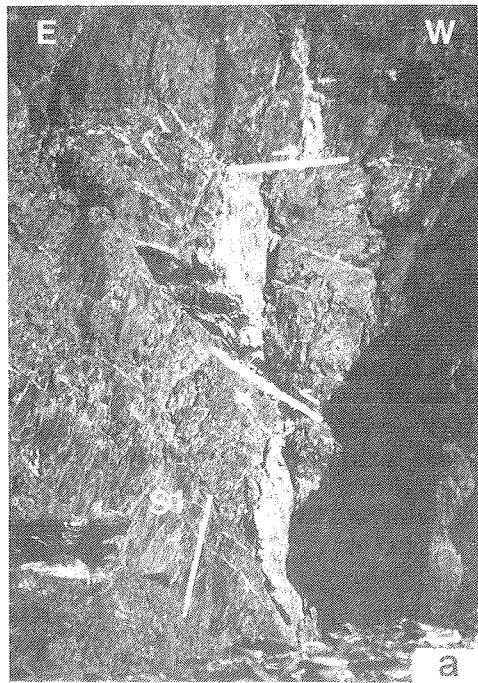
Eine kontinuierliche Entwicklung von hybriden Scherbrüchen zu Extensionsbrüchen, wie im Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem dokumentiert - hier ist die Entwicklung von Extensionsbrüchen über hybride zu reinen Scherbrüchen umgekehrt verlaufen (s. Kap. 4.4.1 bis 4.4.1.3) - , läßt sich für das frühe Falstungsstadium nicht nachzuweisen. Einerseits ist das Datenmaterial zu gering, andererseits läßt sich die ursprüngliche Orientierung der Brüche nicht mehr genau rekonstruieren. Es erscheint jedoch plausibel, daß Scherbrüche im Carryer-Konglomerat und "hybride Scherbrüche" und Extensionsbrüche in Gesteinen der Sledgers-Gruppe mehr oder weniger gleichzeitig gebildet worden sind - Scherbrüche im Carryer-Konglomerat infolge des Fehlens von gering permeablen Gesteinen und einer kürzeren Kompaktionszeit.

Die Straininkremente in  $S_0$ -parallelen "hybriden Scherbrüchen" und  $S_0$ -parallelen Scherbrüchen reflektieren "dip-slip"-Bewegungen. Die Straininkremente auf hybriden Scherbrüchen und Scherbrüchen sind  $\pm$  senkrecht zu den Terrangrenzen orientiert. Dies legt nahe, daß  $\sigma_3$  und  $\sigma_2$  während dem frühen Falstungsstadium unterschiedliche Beträge aufwiesen und daß die Orientierung der kinematischen Hauptachsen sowie die Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors (R)  $\pm$  die gleiche gewesen ist wie bei der Anlage des konjugierten kompressiven Schersystems (s. Kap. 5). Eine Rekonstruktion des Paläospannungsfeldes für das frühe Falstungsstadium ist mit Hilfe der Inversionsmethode (Erläuterung der Methode in Kap. 5) zwar nicht mehr möglich, da die Datendichte zu gering und die ursprüngliche Orientierung der Brüche wegen der Faltung nicht mehr eindeutig bestimmbar ist, es muß jedoch davon ausgegangen werden, daß während dem frühen Falstungsstadium ein triaxialer Spannungszustand vorlag, bei dem  $\sigma_1$  (ENE-WSW) und  $\sigma_2$  (SSE-NNW)  $\pm$  horizontal und  $\sigma_3$   $\pm$  vertikal orientiert gewesen sind (s. Abb. 4.5b).

Abb. 4.9a: Vertikaler,  $S_0$ -paralleler Quarz-Calcitgang im grünen Konglomerat (Lithologie vgl. Abb. 3.2). Der im frühen Falstungsstadium mineralisierte Gang wird durch konjugierte kompressive Scherzonen versetzt. Der ostaufschiebenden Bewegung (Bildmitte) ist eine Boudinierung durch die Schieferung vorausgegangen. Die Höhe der Aufschlußwand beträgt ca. 15 m.

Abb. 4.9b: Asymmetrische Faltung eines während dem frühen Falstungsstadium mineralisierten "hybriden Scherbruches" im psammitischen Schiefer. In der linken Bildhälfte wurde der  $\pm S_0$ -parallele Gang boudiniert (Pfeil). Die Boudinierung muß jünger als die Faltung sein (vgl. Abb. 4.7). Antitaxiale Calcitstraininkremente geben die Öffnungsrichtung im "hybriden Scherbruch" wieder (Ca 180).

Abb. 4.9c: Ausschnitt eines Scherbruches (Quarz-Calcit-Lagenharnisch) im roten Tonschiefer des Carryer-Konglomerats. Boudinierung der Quarzlage (obere Pfeile), intensive Druckverzwilgung des Calcits und Deformation von T-Flächen im Tonschiefer (letztere leiten zu "pull-apart"-Strukturen über (unterer Pfeil)) legen eine Bildung des Scherbruches im frühen Falstungsstadium nahe (Ca 258).



### 4.3 Schieferung

Mit Ausnahme der massigen pyroklastischen Brekzien läßt sich die Schieferung in allen Gesteinen des östlichen Profilabschnitts makroskopisch erkennen. Parallel den Schieferflächen orientierte Hellglimmer und Chlorite sind die dominierenden Mineralisationen in Drucklösungs- und Ausfällungszonen. In pyroklastischen Gesteinen bilden Chlorite und in pelitischen und psammitischen im wesentlichen Hellglimmer die  $S_1$ -Flächen ab. Nur in wenigen Proben konnte auch Talk und Hornblende (Talk-Chlorit-Anthophyllit-Schiefer) nachgewiesen werden.  $S_1$ -parallele Stylolithen und Mineralisationen im Druckschatten rigider Klaster (Quarz, Calcit, Hellglimmer, Chlorit) zeugen von intensiven Umlagerungsprozessen mittels Kriechen durch Drucklösung (s. Kap. 7.1 und 9). Im östlichen Profilabschnitt variiert der Winkel zwischen  $S_0$  und  $S_1$  zwischen wenigen und  $20^\circ$ . Im offen gefalteten Carrier-Konglomerat (westlicher Profilabschnitt) läßt sich die Schieferung makroskopisch nur in Tonsteinschichten oder bei intraformationalen Tongeröllen erkennen. Der folgende Text bezieht sich auf die Schieferung im östlichen Profilabschnitt.

#### 4.3.1 Strainanalysen - Plättungs- und "plane strain"-Stadium

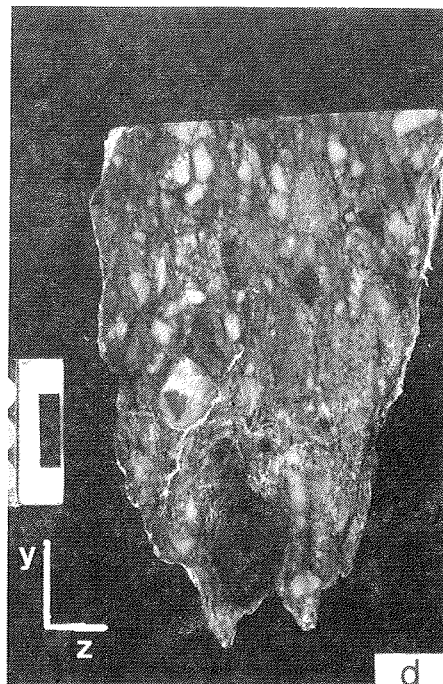
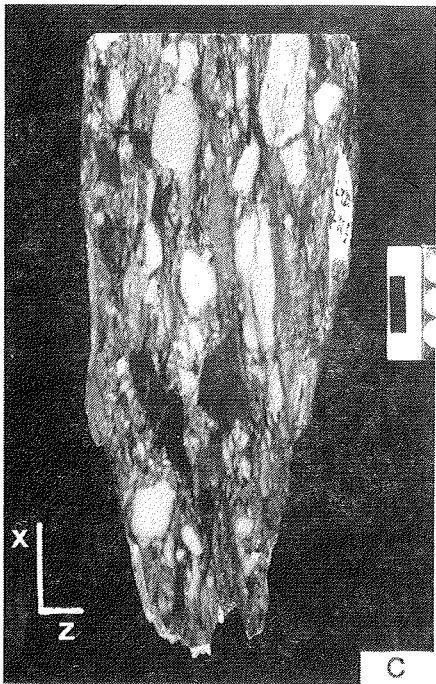
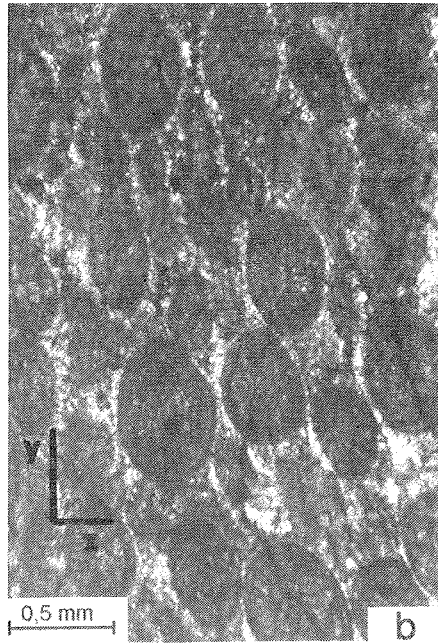
Charakteristikum der steilstehenden  $S_1$ -Flächen sind Streckungslineare, die "dip-slip" zeigen (s. Abb. 4.2e,f) und im wesentlichen unter "plane strain"-Bedingungen entwickelt wurden (siehe folgenden Text). Eine von RAMSAY & HUBER (1987) beschriebene Schieferungsentwicklung mit früher Griffelschieferbildung ("pencil structure stage" mit Dilatation in Richtung der B-Achse), auf die ein Plättungsstadium und abschließend ein "plane strain"-Stadium mit Bildung eines Streckungslinears folgt (s. RAMSAY & HUBER 1987, Fig. 10.24), läßt sich auf die Schieferungsentwicklung im bearbeiteten Profil nur bedingt anwenden. Während das erste Stadium nicht nachzuweisen ist, ist das Plättungsstadium, bezogen auf seinen Anteil am finiten Strain, von sehr untergeordneter Bedeutung. Das "plane strain"-Stadium ist im gesichteten Probenmaterial dominierend (s. Abb. 4.11). Der Begriff "Plättungsstadium" wird im folgenden nicht im Sinne von gleichen Dilatationsbeträgen in X- und Y-Richtung verwendet, sondern nur im Sinne von Dehnung in X- und Y-Richtung, entsprechend dem Plättungsfeld im Flinn-Diagramm.

Abb. 4.10a: Calcitische Ooide im XZ-Schnitt (Ca 68).

Abb. 4.10b: Calcitische Ooide im YZ-Schnitt (Ca 68).

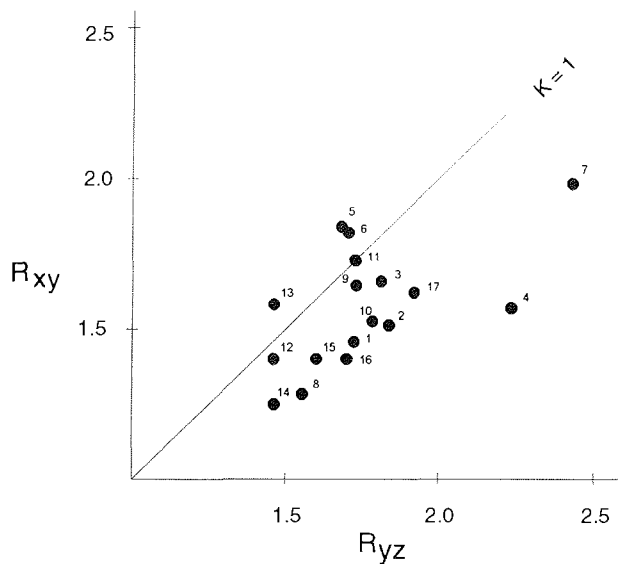
Abb. 4.10c: Konglomerat im XZ-Schnitt. Der Maßstab ist, wie auch bei sämtlichen Anschliffen der übrigen Abbildungen, 1 cm.

Abb. 4.10d: Konglomerat im YZ-Schnitt.



Ausgeprägte symmetrische Druckschatten in XZ-Schnitten und Extensionsbrüche, die mit Calcit-, Quarz- und Chloritstraininkrementen (Bruch in der YZ-Ebene, Richtung der Straininkremente in X-Richtung) belegt sind, reflektieren eine starke Dilatation in X-Richtung (s. Abb. 20b-c, 9.4b-e und 10.4a-c). Die Orientierung von Straininkrementen auf Extensionsbrüchen und Streckungslinearen auf den Schieferflächen, letztere abgebildet durch das orientierte Wachstum und die Kornform von Phyllosilikaten, ist identisch.

Die Strainanalysen (Fry- und  $R_f\phi$ -Methode) plotten im Flinn-Diagramm um die Linie  $k = 1$  und im Plättungsfeld (s. Abb. 4.11). Der prägende Deformationsmechanismus, Kriechen durch Drucklösung (s. Kap. 7), bewirkt durch advektiven Abtransport des druckgelösten Materials Volumenverluste (s. Kap. 12.2). Im Flinn-Diagramm äußert sich ein Abtransport darin, daß der  $k$ -Wert abnimmt, die Strainanalysen in das Plättungsfeld fallen. Die übrigen Deformationsmechanismen (kristallplastische und superplastische Verformung) bewirken keinen Volumenstrain.



Fry-Methode

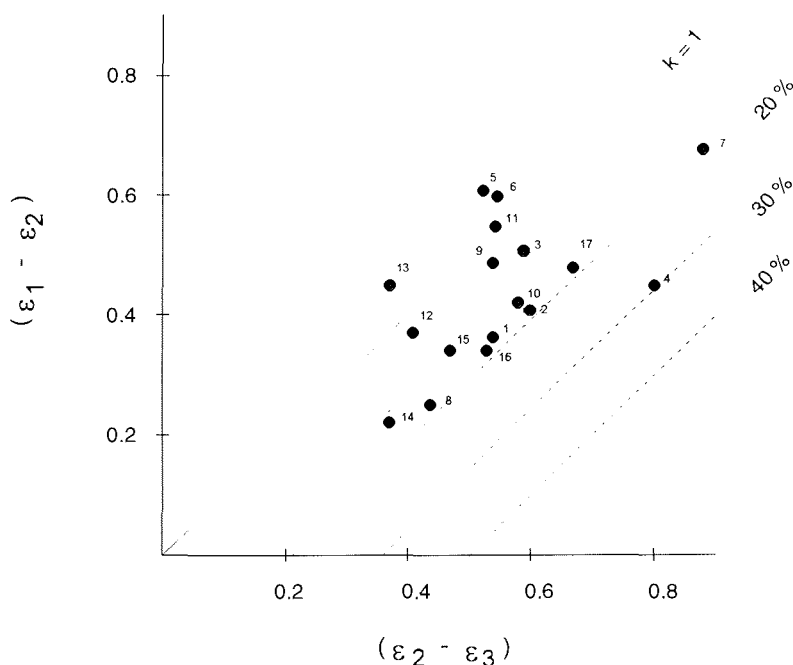
- Calcit-Ooide (9, 11)
- Anhäufungen von kugeligen Pyriten (12, 13)
- Tonschiefer (10, 15, 16)

$R_f\phi$  - Methode

- Calcit-Ooide (5, 6)
- pyroklastischer Chloritschiefer (3, 4)
- feinkörniger Lapillituff (8, 14)
- Konglomerat an der Basis des Carrier-Konglomerats (7)
- Kalkbrechie (1, 2)

Abb. 4.11: Strainanalysen im Flinn-Diagramm. Strainanalysen von Calcitoiden (Nr. 5,6,9 und 11) und Anhäufungen von Pyriten (Nr. 12 und 13) plotten um die Linie  $k=1$ . Strainanalysen von Proben, deren Gefüge Drucklösungsprozesse dokumentieren, liegen ausnahmslos im Plättungsfeld.

Die Proben, deren Strainanalysen um die Linie  $k = 1$  plotten, zeigen im Dünnschliff keine Gefüge, die auf Drucklösungsprozesse hinweisen. Bei Calcitoiden (Nr. 5, 6, 9 und 11 in Abb. 4.11) sind weder Drucklösungssutturen noch Druckschattenmineralisationen zu beobachten (s. Abb. 4.10a,b). Infolge der Feinkristallinität der Ooide läßt sich nicht entscheiden, ob superplastische Verformung und/oder kristallplastische Verformung wirksam gewesen ist. Anhäufungen von kugeligen Pyritkörnern in Tonschiefern (s. Abb. 4.13a; Nr. 12 und 13 in Abb. 4.11) dokumentieren ebenfalls "plane strain".



Erläuterungen siehe Legende der Abb. 4.11

Abb. 4.12: Die Darstellung des natürlichen Strains nach RAMSAY & WOOD (1973) dokumentiert erhebliche Volumenverluste, die mit einer Ausnahme 20 Vol.-% nicht überschreiten (vgl. Abb. 4.11).

Beim Auftragen der XY/YZ-Achsenverhältnisse als  $I_n$  Rs (natürlicher Strain =  $\epsilon$ ) (s. Abb. 4.12) ergeben sich Hinweise auf Volumenverluste während der Deformation (RAMSAY & WOOD 1973, HOBBS et al. 1976). Diese Methode läßt sich für Gesteine anwenden, die einer koaxialen "plane strain"-Deformation unterzogen wurden; dies ist im untersuchten Probenmaterial des Arbeitsgebietes bedingt der Fall (s.o. und Kap. 10).

Strainanalysen von Proben, die keinerlei Drucklösungsgefüge aufweisen, dokumentieren zwar "plane strain", es gibt jedoch Hinweise (s.u.), daß in einem frühen Deformationsstadium auch Streckung in Y-Richtung stattfand, wenn

auch in einem derartig geringen Maße, daß es sich nicht in den Strainanalysen niederschlägt. In Anschliffen und Dünnschliffen von Schiefen ist bei Quarz- und/oder Calcitgängen eine schwache Boudinierung bzw. Dilatation in Y-Richtung zu erkennen (s. Abb. 4.13b). Die Gänge sind ungefähr schichtungsparallel vor Faltung und Schieferung in der initialen Phase des kompressiven Regimes mineralisiert worden (s. Kap. 4.2.2). In der Schieferungsebene weisen diese Gänge in X-Richtung des finiten Strainellipsoids eine starke, in Y-Richtung hingegen eine nur schwache Boudinierung auf. Daß die Streckung in X-Richtung stets größer als in Y-Richtung, d.h. die mittlere Hauptdehnungsachse stets parallel der Faltenachse orientiert gewesen ist, läßt sich folgendermaßen belegen: Während die Boudinierung der kompetenten Lagen in X-Richtung häufig von Extensionsbrüchen begleitet worden ist, war das in Y-Richtung nicht der Fall. Auch die im frühen Schieferungsstadium gebildeten Extensionsbrüche in pyroklastischen Chloritschiefern sind nur in der YZ-Ebene des inkrementellen Strainellipsoids zu finden (eine Besprechung dieser, in einem frühen Schieferungsstadium aufgerissenen Extensionsbrüche, findet in den Kapiteln 9.2.1, 9.2.2 und 9.2.5 statt). Es sind dies meist mit Chlorit- und Quarzmineralfasern belegte Gänge, die im späten Schieferungsstadium von antitaxialen Calcitmineralisationen abgelöst wurden (s. Kap. 9.2.2). Es ist anzunehmen, daß die mit Chlorit- und Quarzmineralfasern belegten, im frühen Schieferungsstadium mineralisierten Extensionsbrüche, mehr oder weniger gleich alt wie die Boudinierungen der  $S_0$ -parallelen Gänge in Y-Richtung ist.

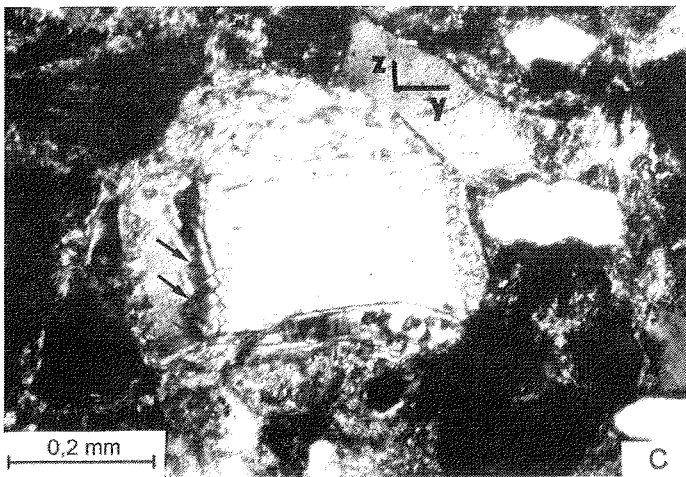
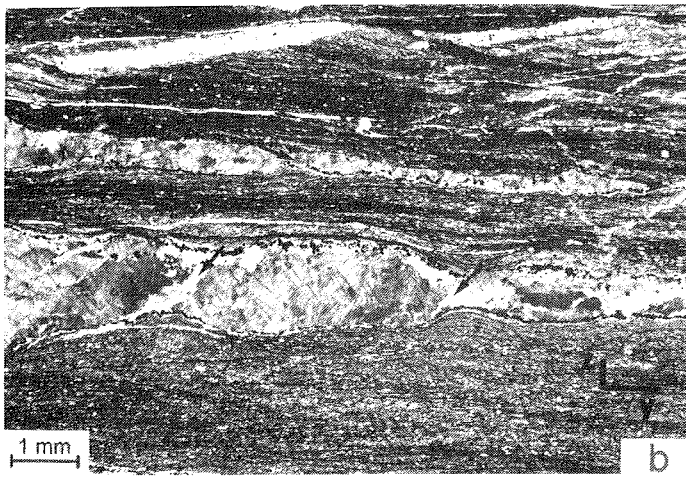
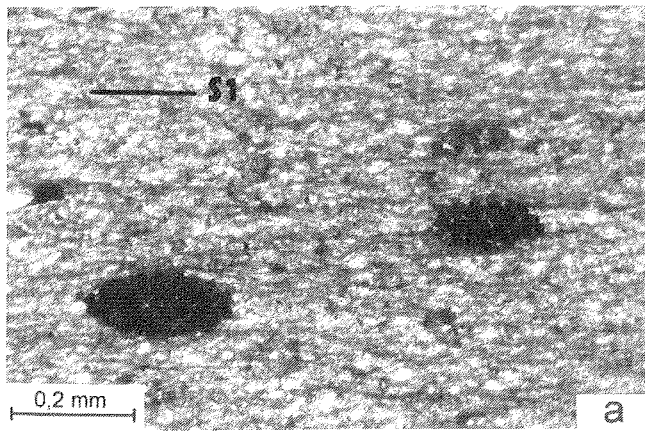
Bereits im frühesten Faltungsstadium wiesen  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  und  $\sigma_3$  unterschiedliche Beträge auf. Dies wird durch Straininkremente in materialwechselfparallelen Scherbrüchen und hybriden Scherbrüchen dokumentiert: Die Straininkremente auf diesen Brüchen sind stets  $\pm$  senkrecht zum Streichen des BT orientiert, was bereits im frühesten Stadium des Kompressions-Regimes einen triaxialen Spannungszustand nahelegt (s. Abb. 4.5b). Reine "Plättung" mit gleichen Streckungsbeträgen in X- und Y-Richtung ist aus diesen Gründen auch für das frühe Schieferungsstadium nicht anzunehmen. Die Entwicklung von  $S_0$ -parallelen Brüchen über Faltung und Schieferung zu einem konjugierten kompressiven Schersystem (s. Kap. 4.4) gestaltete sich als ein lückenloser Vorgang, der von einer stabilen Orientierung der kinematischen Hauptachsen und unveränderten Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors begleitet worden ist (s. Kap. 5).

Abb. 4.13a: Anhäufungen von runden Pyritkörnern im XZ-Schnitt (Ca 84).

Abb. 4.13b: Boudinage (Pfeile) von  $S_0$ -parallelen Calcitgängen (geringe Beimengungen von Quarz) in Y-Richtung. Gestein: Psammitisch-pelitischer Schiefer. Die im YZ-Schnitt "grobem" Calcite erscheinen in XZ-Schnitten als faserige Calcite (vgl. Abb. 4.9b) (Ca 180).

Abb. 4.13c: Geknickter Glimmer im YZ-Schnitt. Auf den Basisflächen des detritischen Glimmers sind im Bereich des Knickbandes dextrale Versätze zu sehen (Pfeile). Diese können als konjugierte Flächen zum Knickband interpretiert werden (Erläuterungen s. Kap. 4.3.2) (Ca 140).





Ein Plättungsstadium, d.h. gleiche Dilatation in X- und Y-Richtung, wie im Modell von RAMSAY & HUBER (1987) ausgewiesen, läßt sich im bearbeiteten Profil weder im Initialstadium der Faltung noch während des frühen Schieferungsstadiums nachweisen. Zu Schieferungsbeginn lag das inkrementelle Strainellipsoid zwar im Plättungsfeld, wanderte jedoch rasch in die Nähe der Linie  $k = 1$  ("plane strain").

### 4.3.2 Kompression in Richtung der Faltenachse ?

Insbesondere in steilgestellten Sandsteinen des Carrier-Konglomerats finden sich detritische, mit ihrer Basisfläche in die  $S_0$ -Flächen eingeregelter Hellglimmer (der Winkel zwischen  $S_0$  und  $S_1$  beträgt zwischen 10 und 20°). In YZ-Schnittlagen sind bei Hellglimmern Knickbänder zu beobachten, die Verkürzung in Y-Richtung, d.h. in Richtung der Faltenachse anzeigen (s. Abb. 4.13c). Daß es sich hierbei um Mikrotektonik handelt, die nicht auf eine Änderung der Lage der kinematischen Hauptachsen zurückzuführen ist, legen die folgenden Ausführungen nahe:

Abb. 4.14 zeigt einen geschiefertten Sandstein in drei Schnittlagen. Die Matrix besteht vorwiegend aus metamorphen Hellglimmern, untergeordnet Chloriten und Calciten. Entfernen sich zwei isolierte Klaster bei Streckung in X-Richtung weiter voneinander, entsteht zwischen den Klaster ein "Sog" in Y-Richtung. Während die "Verkürzung" zwischen den Klaster durch die Straintrajektorien in Form der metamorphen Phyllosilikatmatrix nachgezeichnet wird, werden in  $S_0$  eingeregelter detritische Glimmer geknickt. Derartige Knickbandbildung bei detritischen Hellglimmern sind an Gesteine geknüpft, die einen hohen Anteil an voneinander isolierten, rigiden Klaster aufweisen und in denen sich der größte Teil des Strain in der Matrix lokalisiert. Die Anisotropie der in  $S_0$  eingeregelten detritischen Schichtminerale liegt in einer für die Bildung von Knickbändern günstigen Position. Die Abb. 4.13c zeigt zusätzlich zur Knickung des Glimmers einen Versatz auf den Basisflächen desselben. Die Versätze auf den Basisflächen des Hellglimmers können als konjugierte Flächen zum Knickband interpretiert werden.

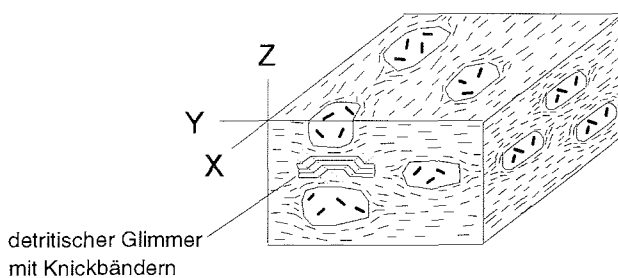


Abb. 4.14: Blockbild eines geschiefertten Sandsteins. Im YZ-Schnitt ist ein symmetrisch geknickter Glimmer zu erkennen. Aus der Bildebene heraus und hinein sind in X-Richtung ebenfalls Klaster anzunehmen, die die Verkürzung des detritischen Glimmers in Y-Richtung auslösen (vgl. Abb. 4.13c, Erläuterungen siehe Text).

### 4.3.3 Deformation von im Krustendehnungs-Regime mineralisierten Gängen

In Dünnschliffen (XZ-Schnitten) sind bei Tonschiefern mehrfach Quarzgänge beobachtet worden, die durch die Schieferung gefaltet und selten auch boudiniert worden sind. Diese Quarzgänge, die das Produkt eines Krustendehnungs-Regime sind (s. Kap. 4.2.1), streuen um die YZ-Ebene der Schieferung.

Streckung oder Verkürzung eines Ganges ist abhängig von seiner Orientierung zum inkrementellen Strainellipsoid. Ein Gang, orientiert in YZ-Ebene, wird gefaltet, während eine Orientierung in der XZ-Ebene zur Streckung führt. Eine Zwischenposition führt zu asymmetrischer Faltung oder en-echelon Boudinierung, je nachdem, ob der Gang im Dilatations- oder Streckungsfeld des inkrementellen Strainellipsoids liegt (RAMSAY & HUBER 1987) (s. Abb. 4.15).

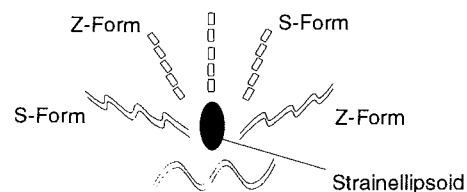


Abb. 4.15: Symmetrische und asymmetrische Gefüge. Die Lage einer Anisotropie zum Strainellipsoid entscheidet, ob die Anisotropie gefaltet oder boudiniert wird. Bei asymmetrischer Faltung und asymmetrischer Boudinierung wird in S- und Z-Formen differenziert (in Anlehnung an RAMSAY & HUBER 1987).

Bei Krustendehnung angelegte Quarzgänge (s. Kap. 4.2.1) zeigen in Tonschiefern im Bereich der Kurzschenkel von asymmetrischen Falten Ausdünnungen und Boudinierungen und bei vollständiger Drucklösung des Kurzschenkels "Versätze". Bei Falten mit Z-Form sind es dextrale "Versätze" und bei S-Formen entsprechend sinistrale (s. Abb. 4.18a). Die "Versätze" sind auf eine unterschiedliche Intensität der Drucklösung zurückzuführen. Die Kurzschenkel der asymmetrischen Falten weisen im Gegensatz zu den Langschenkeln einen spitzen Winkel zur Schieferungsfläche auf, wodurch sie sich in einer für die Drucklösung günstigen Position befinden. Verstärkend wirkt, daß der Langschenkel des asymmetrischen Quarzganges aufgrund seiner hohen Kompetenz einen Druckschatten entwickelt und sich der Strain verstärkt in der Umgebung der Kurzschenkel des Quarzganges konzentriert. Durch vollständige Drucklösung des Kurzschenkels oder Boudinierung desselben entstehen bei weiterhin verstärkter Drucklösung im Schiefer am Ende eines isolierten Langschenkels scheinbare "Versätze" der Langschenkel (s. Abb. 4.18a). Die "Versätze" sind nicht auf scherende Bewegung zurückzuführen. Daß es während der Schieferung zur Rotation des inkrementellen Strainellipsoids im Gestein gekommen ist und somit die Deformation auf dem Faltenschenkel nicht-koaxial ist (s. Kap. 10), läßt sich anhand der Deformation von Quarzgängen, die bei Krustendehnung mineralisiert wurden (s. Abb. 4.5a), dokumentieren. Es ist mit einer koaxialen "plane strain"-Deformation nicht vereinbar, daß ein Quarzgang,

der exakt in der YZ-Ebene der Schieferflächen orientiert ist, überwiegend asymmetrische Falten, im Beispiel der Abb. 4.18a mit Z-Form, aufweist.

Der Diskussion über eine koaxiale oder nicht-koaxiale Schieferung (s. Kap. 10) sei vorausgeschickt, daß die Schieferung bezüglich einer Großfalte den speziellen Fall einer gleichen Orientierung von Hauptdeformations- und Hauptspannungsachsen repräsentiert. Lokale Beeinflussungen der finiten Straintrajektorien durch Anisotropien und die Faltung (Großfalten und auch Falten niederer Ordnung) sind hierbei zu vernachlässigen (vgl. WILLIAMS 1976, 1977, MEANS 1976). Bezogen auf einen Sattel oder Mulde sind die Abweichungen symmetrisch, so daß sich die nicht-koaxiale Deformation auf den Faltenschenkeln neutralisiert (s. TREAGUS & TREAGUS 1983 und ONCKEN 1990).

#### **4.3.4 Schieferung in Tonsteinen des offen gefalteten Carryer-Konglomerats**

Das Carryer-Konglomerat zeigt im westlichen Profilabschnitt eine offene, aufrechte Faltung mit subvertikalen  $S_1$ -Flächen. Die Öffnungswinkel der Falten betragen ca.  $120^\circ$  (s. Abb. 4.1 und 4.22). Während in Sandsteinen und Konglomeraten mit einer meist sandigen Matrix die  $S_1$ -Flächen divergieren (Fächerstellung), konvergieren sie in den wenigen eingeschalteten Tonsteinlinsen (Mäulerstellung) (s. Abb. 4.18b). Die Ursache hierfür ist eine Brechung der Schieferung aufgrund der unterschiedlichen Kompetenz von Sandsteinen und Tonsteinen (s. Kap. 10). Der Winkel zwischen Schieferung und Schichtung beträgt in den Tonsteinen um die  $40^\circ$ , in den kompetenten Sandsteinen und Konglomeraten zwischen  $50$  und  $60^\circ$ .

In diesem noch schwachen Deformationsstadium ist in den Tonschiefern die Gesteinsanisotropie der  $S_0$ -Flächen schon stark reduziert, die der  $S_1$ -Flächen dominierend. Dies zeigt sich im Bruchverhalten der Tonschiefer, die stets parallel den  $S_1$ -Flächen spalten. Die Anisotropie von Materialwechsel und eingeregelt detritalen Glimmern in den  $S_0$ -Flächen ist der Anisotropie von Drucklösungssäumen und metamorphen Chloriten und Seriziten in den Schieferflächen gewichen.

#### **4.3.5 konjugierte Crenulationsschieferung, konjugierte extensionale Knickbänder**

$S_1$ -Flächen werden in stark anisotropen Gesteinen der Sledgers-Gruppe (pyroklastische Chloritschiefer) von einer teils konjugierten Flächenschar deformiert, die die Zwischenform einer konjugierten (extensionalen) Crenulierung und einer konjugierten extensionalen Knickbandbildung aufweist (s. Abb. 4.17g,h,i). RAMSAY & HUBER (1987) unterscheiden kontraktionale von extensionalen Knickbändern (s. Abb. 4.17c bzw. i). DEWEY (1965) und COSGROVE (1976) ersetzen kontraktional durch "reverse" und extensional durch "normal". In weiteren Text wird die Terminologie von RAMSAY & HUBER (1987) gebraucht. Wichtig ist, daß die Begriffe extensional und kontraktional Gefüge und nicht etwa Krustendehnungs- bzw. Kompressions-Regime beschreiben.

Auch wenn im einzelnen Dünnschliff und in Aufschlüssen entlang des unteren Carryer Gletschers eine Flächenschar der extensionalen Knickbänder dominiert, erscheinen sie auf das Gesamtprofil bezogen symmetrisch zu sein. Eine leichte Dominanz der ostfallenden Flächenschar ergibt sich aus dem steilen Ostfallen der  $S_1$ -Flächen (80/80) (s. Abb. 4.2c, beachte hierzu auch die Orientierung der kinematischen Hauptachsen während des frühen Faltungsstadiums, während der Anlage der  $S_1$ -Flächen und Anlage des konjugierten kompressiven Schersystems). Rein asymmetrische Knickbänder sind hingegen in stark anisotropen Gesteinen der Millen-Schiefer zu beobachten (s. Abb. 6.2a). Kontrollierender Parameter, der entscheidet, ob es zur Bildung einer Crenulationschieferung oder Knickbandbildung kommt, ist der Anisotropiegrad des Gesteins (COSGROVE 1976). Bei starker Anisotropie bilden sich Knickbänder, bei schwächerer eine Crenulationsschieferung. Der  $\theta$ -Winkel - Winkel zwischen der Knickbandfläche und der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene - kann Beträge zwischen  $45^\circ$  und  $90^\circ$  annehmen (vgl. Abb. 4.16 und 4.6). Der Betrag des Winkels wird vom Scherfestigkeits/Zugfestigkeits-Koeffizienten (M/L) des Gesteins gesteuert (nähere Erläuterungen siehe COSGROVE 1976).

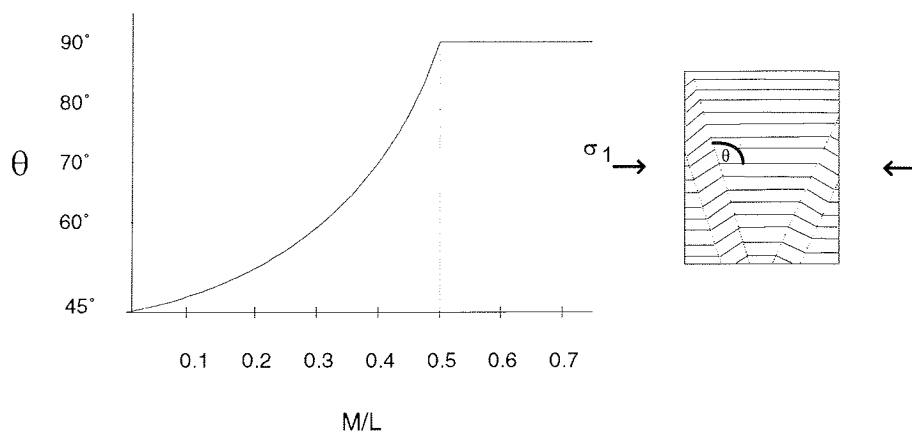


Abb. 4.16: Beziehung zwischen Anisotropie (M/L) eines Materials und dem  $\theta$ -Winkel zwischen der Hauptkompressionsrichtung und der axialen Fläche, die durch "buckling" entstanden ist (COSGROVE 1976).

Es ist ersichtlich, daß mit Abnahme der Anisotropie der  $\theta$ -Winkel zunimmt. Unterschreitet die Anisotropie einen gewissen Wert (0,5), wird sich anstelle von Knickbändern eine Crenulationsschieferung entwickeln. Die Abb. 4.17 zeigt Gesteine mit unterschiedlich starken Anisotropien (horizontale Spalten) und verschiedenen Orientierungen der Spannungsachsen zu den Anisotropieflächen (vertikale Spalten). Liegt die größte Hauptnormalspannung in der Anisotropiefläche kommt es in Abhängigkeit des Scherfestigkeits/Zugfestigkeits-Koeffizienten zu symmetrischen kontraktionalen Crenulierungen oder zur Ausbildung von konjugierten kontraktionalen Knickbändern (s. Abb. 4.17a bzw. c). Liegt die größte Hauptnormalspannung senkrecht zur Ebene der Anisotropiefläche entwickelt sich entweder eine konjugierte extensionale Crenulierung oder es, kommt zur Ausbildung von konjugierten extensionalen Knickbändern

(s. Abb. 4.17g bzw. i). Asymmetrische Crenulierungen oder einscharige Knickbänder bilden sich, wenn die Anisotropie nicht in der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene oder  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene liegt (s. Abb. 4.17 d bis f).

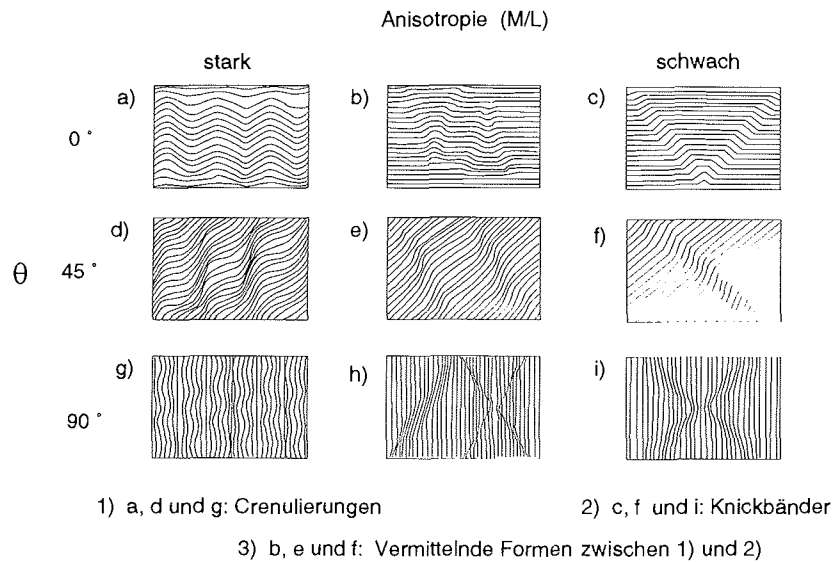


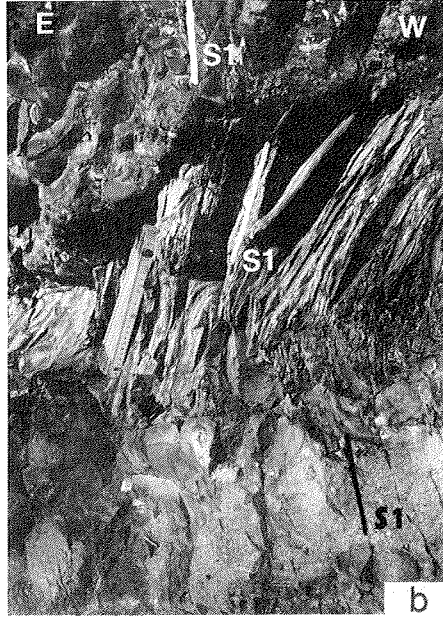
Abb. 4.17: Gesteine unterschiedlicher Anisotropie und verschiedenen Orientierungen zur Hauptkompressionsrichtung ( $\theta$  = Winkel zwischen der Anisotropiefläche und der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene) (COSGROVE 1976)

Abb. 4.18a: Faltung eines Quarzganges, der im Krustendehnungs-Regime mineralisiert worden ist (vgl. Abb. 4.5a). Die Kurzschenkel sind teils vollständig druckgelöst worden. Der Quarzgang, obwohl exakt senkrecht zu den  $S_1$ -Flächen orientiert (zumindest im oberen Bildausschnitt), zeigt überwiegend asymmetrische Falten mit Z-Form, wodurch sich die Deformation als nicht-koaxial erweist. Anhand der asymmetrischen Falten - diese ist noch an den "scheinbaren" dextralen Versätzen zu erkennen - läßt sich die Rotation der inkrementellen Strainellipsoide ableiten. Diese ist gegen den Uhrzeigersinn erfolgt (weitere Erläuterungen hierzu s. Abb. 10.2). Das Dünnschliffbild ist bezüglich des Profils in Abb. 4.1 und Abb. 10.2 "seitenverkehrt" (in das Bild hinein ist Norden) (Ca 304).

Abb. 4.18b: Brechung der Schieferung im offen gefalteten Carryer-Konglomerat. In der Tonsteinlage fällt  $S_1$  steil nach E ein, während es im hangenden Konglomerat und im liegenden Sandstein steil nach W einfällt.

Abb. 4.18c: Ausbildung der ostfallenden Schar von konjugierten extensionalen Knickbändern (parallel dem Bleistift, Pfeile) bei vertikaler Orientierung der  $S_1$ -Flächen im Chloritschiefer. Die Ausbildung der Flächengefüge ist genau betrachtet eine Zwischenform zwischen einer konjugierten extensionalen Knickbandbildung und konjugierter extensionaler Crenulierung. Dies trifft auch auf die Abb. 4.18d zu (vgl. 4.17 g,h und i) (Maßstab: Bleistift).

Abb. 4.18d: Ausbildung der westfallenden Schar der konjugierten extensionalen Knickbänder (Pfeile) bei vertikaler Orientierung der mit Chloriten belegten  $S_1$ -Flächenanisotropie (Ca 367).



Crenulationsschieferungen und Knickbänder wurden während unterschiedlicher Deformationsakte beobachtet, die im folgenden kurz erwähnt und in einzelnen Kapiteln besprochen werden.

- Konjugierte extensionale Knickbänder, die zu einer konjugierten extensionalen Crenulierung überleiten (s. Abb. 4.17h). Deformiert werden hierbei  $S_1$ -Flächen.
- Konjugierte und asymmetrische kontraktionale Knickbänder (s. Abb. 4.13c). Anisotropie: Basisflächen von Glimmern oder Chloriten (s. Kap. 4.3.2).
- Asymmetrische Crenulationsschieferung (Abb. 4.17a, d). Crenulierung von  $S_1$ -Flächen während der Anlage der Westüberschiebungen (s. Kap. 4.6.1).
- Asymmetrische Crenulationsschieferung und asymmetrische Knickbänder (s. Abb. 4.18 d bzw. f) in den Millen-Schiefern. Anisotropie:  $S_1$ -Flächen (s. Kap. 6.1, Abb. 6.2)).

Nach COSGROVE (1976) sind Knickbandbildungen in Schieferflächen möglich, wenn diese bei fortgeschrittener Deformation durch synkinematische Phyllosilikatneubildung in den  $S_1$ -Flächen eine starke Anisotropie erlangt haben.  $\sigma_1$  ist hierbei weiterhin senkrecht zu den  $S_1$ -Flächen orientiert. Nach ihrer Form sind die in Dünnschliffen beobachteten "konjugierten Schleppungen" von  $S_1$ -Flächen zwischen den Fällen h und i der Abb. 4.17 einzuordnen. Sie wären demnach als konjugierte extensionale Knickbänder anzusprechen, die teils, erkennbar an einem kleineren  $\theta$ -Winkel, zu einer konjugierten extensionalen Crenulationsschieferung überleiten.

Der Winkel zwischen den neugebildeten Flächen der konjugierten extensionalen Knickbänder (diese leiten zu konjugierten extensionalen Crenulationsflächen über (s.o.)) und der YZ-Ebene der Schieferung ist stets größer als  $45^\circ$ . Der  $\theta$ -Winkel liegt im gesichteten Probenmaterial (pyroklastische Chloritschiefer) meist um die  $60^\circ$ . Hieraus läßt sich ein Scherfestigkeits/Zugfestigkeits-Koeffizient von um die 0,3 ableiten (s. Abb. 4.16). Eine plausible, wenn auch wenig wahrscheinliche Interpretation wäre, die konjugierten extensionalen Knickbänder als Teil des konjugierten kompressiven Scherbruchsystems (s. Kap. 4.4) anzusehen. Dies ist jedoch nur denkbar, wenn man die Knickbandflächen als Kompromißflächen zwischen theoretischem Scherbruch und der Anisotropie der Schieferfläche interpretiert (vgl. DONATH 1961). Die Ausführung in Kap. 4.4.1.4 werden jedoch zeigen, daß die konjugierten extensionalen Knickbänder keine Scherbrüche sind, jedoch als Anisotropieflächen von Scherflächen des konjugierten Schersystems z.T. reaktiviert worden sind. Damit läßt sich auch eine Altersrelation zwischen konjugierten Scherbrüchen und den konjugierten extensionalen Knickbändern angeben (s. Kap. 4.4.1.4).



#### **4.4 Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem**

Die Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen wird von einem konjugierten kompressiven Schersystem abgelöst. Daß dies ein kontinuierlicher und lückenloser Prozeß gewesen ist, läßt sich anhand des Bruchinventars der pyroklastischen Chloritschiefer dokumentieren (s. Kap. 4.4.1.1 bis 4.4.1.3).

Nach WODZICKI & ROBERT (1987) sollen die inkompetenten Gesteinen der Bowers-Supergruppe geschiefert worden sein, während sich zeitgleich in kompetenten pyroklastischen Brekzien ein konjugiertes kompressives Schersystem entwickelt haben soll. Bereits im Gelände läßt sich in kompetenten, wie auch in inkompetenten Gesteinen zweifelsfrei feststellen, daß das konjugierte kompressive Schersystem jünger als die Schieferung ist, sich dementsprechend zwei aufeinanderfolgende Deformationsereignisse ableiten lassen.

Wie auch die Kompetenz spielt der Strain beim Übergang von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem keine Rolle. Dieser Übergang läßt sich in offen gefalteten und schwach deformierten Schichten des Carryer-Konglomerats (finiter Strain kaum meßbar) ebenso nachweisen wie in dem subvertikalen, stärker deformierten Faltenschenkel des östlichen Profilabschnitts (finiter Strain im XZ-Schnitt 2,0 - 3,5). Die Ursachen des Übergangs von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem, nämlich absinkende Fluiddrucke bzw. steigende effektive Umschließungsdrucke, werden in den Kap. 9 ff und 12.2 diskutiert.

##### **4.4.1 Extensionsbrüche, konjugierte hybride Scherbrüche und konjugierte Scherbrüche**

Die folgenden 4 Kapitel befassen sich mit den während des Schieferungsprozesses gebildeten Extensionsbrüchen und Brüchen, die dem konjugierten kompressiven Schersystem zugeordnet werden. Die Rahmenbedingungen für Brüche und deren Orientierung im kompressiven Regime wurden im Kap. 4.2.2 erläutert. Die folgenden Ausführungen beschränken sich im wesentlichen auf Brüche, die in pyroklastischen Chloritschiefern aufgerissen sind. An ihnen läßt sich der lückenlose Übergang von Extensionsbrüchen über konjugierten hybriden Scherbrüchen zu konjugierten Scherbrüchen exemplarisch dokumentieren.

###### **4.4.1.1 Extensionsbrüche (syn-S<sub>1</sub>)**

In einer frühen Phase der Schieferung rissen in pyroklastischen Chloritschiefern meist transgranulare Extensionsbrüche auf, die mit Chlorit- und Quarzmineralfasern belegt sind (s. Abb. 4.19b, 9.4c,d und 10.4a,b). Diese Dehnungsbrüche sind in und grob um die YZ-Ebene des finiten Strainellipsoids gruppiert. In einer späten Phase des Schieferungsprozesses wurden antitaxiale Calcitmineralfasern auf den Extensionbrüchen mineralisiert. Es wurden meist die oben erwähnten "frühen" Extensionsbrüche reaktiviert. Die Ursachen für "frühe" und

"späte" Extensionsbrüche und ein zwischengeschaltetes extensionsbruchfreies Schieferungsstadium werden in den Kapiteln 9.2.1 bis 9.2.6 diskutiert. Die Quarz-Chloritstraininkremente und die antitaxialen Calcitstraininkremente spiegeln die Orientierung der kleinsten kinematischen Hauptachse ( $\sigma_3$ ) wider. Im Gegensatz zu den "frühen", mit Quarz und Chlorit belegten Extensionsbrüchen, weisen die mit antitaxialen Calcitfasern mineralisierten späten Extensionsbrüche keine "crack-seal"-Gefüge auf. Mit den in Kap. 4.2 angeführten Kriterien konnte sichergestellt werden, daß die Mineralfasern ein versatzkontrolliertes Wachstum reflektieren. Die Straininkremente auf den Extensionsbrüchen sind subparallel den synkinematischen Streckungsfasern (Chlorite) in den  $S_1$ -Flächen, in X-Richtung des finiten Strainellipsoids orientiert. Die Länge der früh gebildeten Chlorit- und Quarzmineralfasern überschreitet selten einen Millimeter, die der spät gebildeten Calcitmineralfasern liegt in der Größenordnung zwischen einem Millimeter und mehreren Centimetern (s. Abb. 4.19b und 10.4a,b). Die vertikale Orientierung der Straininkremente auf den Extensionsbrüchen erfordert einen Porenflüssigkeitsfaktor  $\lambda_v$  von  $> 1$  ( $\sigma_3' < 0$  oder  $p_1 > \sigma_3$ ).

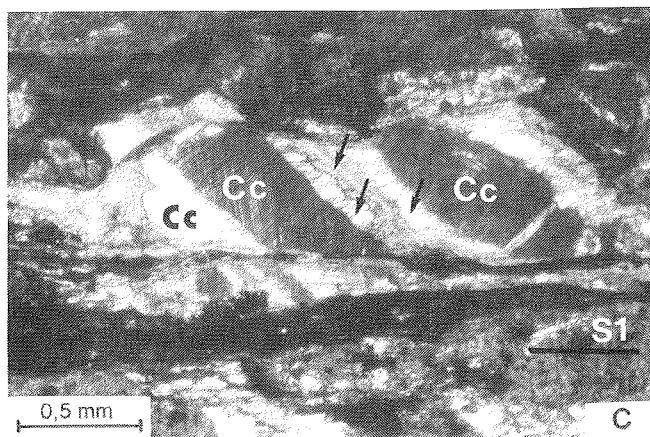
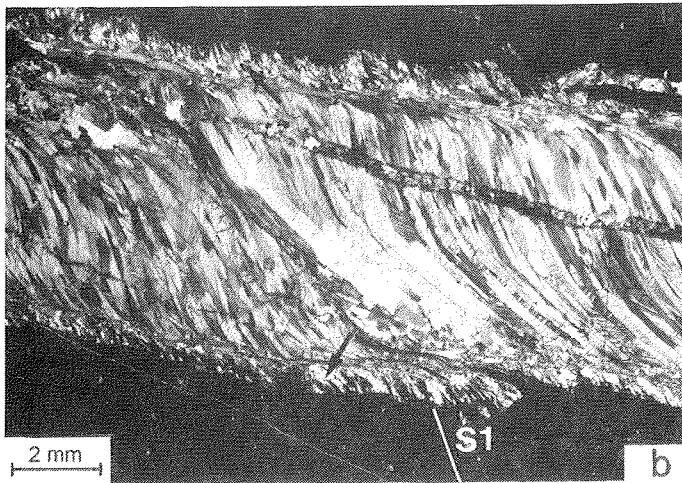
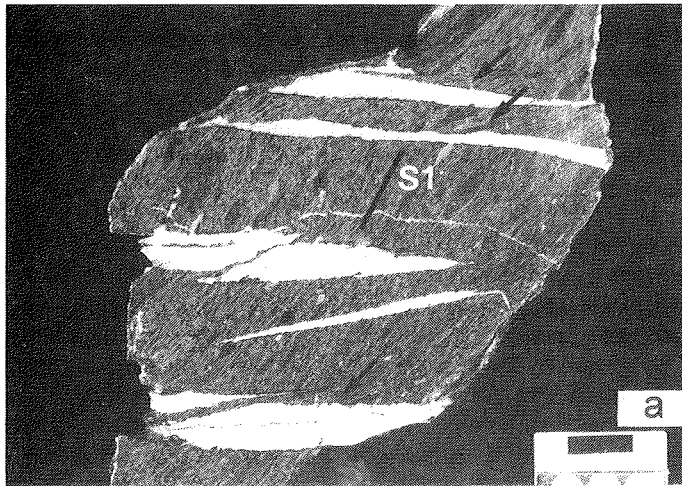
#### 4.4.1.1.1 Unterschiedliche Typen von Extensionsbrüchen

Bei Bruchstrukturen wird zwischen intragranularen, transgranularen und intergranularen Extensionbrüchen unterschieden (u.a. COX & ETHERIDGE 1989). Die Begriffe werden in Relation zu Matrix und Klasten gesetzt. Welcher Bruchtyp auftritt, wird vorwiegend von Kompetenzkontrasten kontrolliert. In Sandsteinen (Matrix tonig), mit hohem Strain in der Matrix und geringem kristallplastischen Strain in den Quarzklasten, sind intragranulare Brüche in den Klasten ausgebildet. Extensionsbrüche in kompetenten polykristallinen Quarzklasten oder Klasten aus Andesit (verschiedene Mineralphasen) werden ebenfalls den intragranularen Brüchen zugeordnet. Abgekoppelt von der Matrix wäre dieser Bruchtyp jedoch als transgranular zu bezeichnen. Transgranulare Extensionsbrüche treten bevorzugt in Gesteinen auf, die geringe Kompetenzkontraste zwischen Matrix und Klasten aufweisen. Brüche dieser Art sind in pyroklastischen Chloritschiefern und pyroklastischen Brekzien zu finden. Intergranulare Extensionbrüche sind vorrangig in klastenreichen Gesteinen ausgebildet, die geringe Abstände - eine hohe Packungsdichte - zwischen den Klasten aufweisen. Die Matrix ist hier kompetenter oder trägt keine Spannungen wegen der Übertragung durch Korn-Korn-Kontakte.

Abb. 4.19a: Pyroklastischer Chloritschiefer (XZ-Schnitt) mit Extensionsbrüchen, die von hybriden Scherbrüchen und schließlich von Scherbrüchen abgelöst werden (letzteres wird durch die starke Schleppung der  $S_1$ -Flächen belegt (Pfeile)). Das Calcitfaserwachstum ist antitaxial.

Abb. 4.19b: Antitaxialer Calcitgang mit älteren Quarz-Chlorit-Straininkrementen (Pfeile) im XZ-Schnitt (Ca 2).

Abb. 4.19c: Extensionsbruch in einem Calcitkorn. Antitaxiales Chloritmineralfaserwachstum (oberer Pfeil) wurde von syntaxialem Calcitmineralfaserwachstum (untere Pfeile) abgelöst (Ca 38).



In klastenarmen Chloritschiefern wurden Extensionsbrüche beobachtet, die jeweils zu ihren Enden hin eine gegen den Chloritschiefer gerundete, d.h. konvexe Form aufweisen (s. Abb. 4.20a,b). Diese wird von Calcitstraininkrementen nachgezeichnet. Die Straininkremente sind an den konvex gekrümmten Enden der Gänge nicht durch Deformation verbogen, weichen jedoch von der X-Richtung ab. Die Krümmung kommt durch Stufen von neu ansetzenden Calcitfasern zustande (s. Abb. 4.20b).

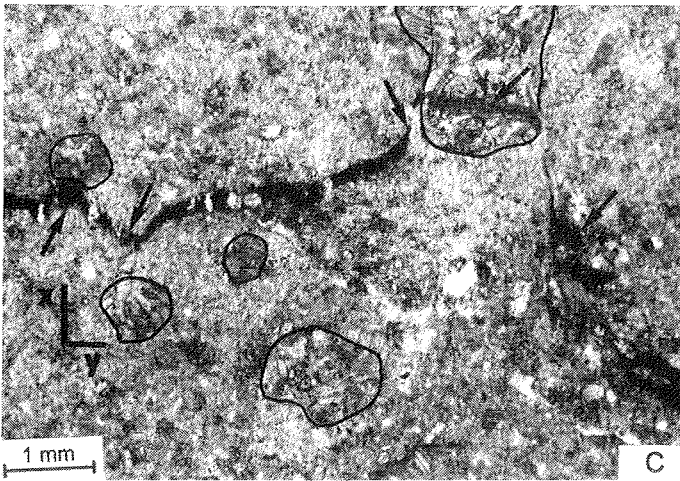
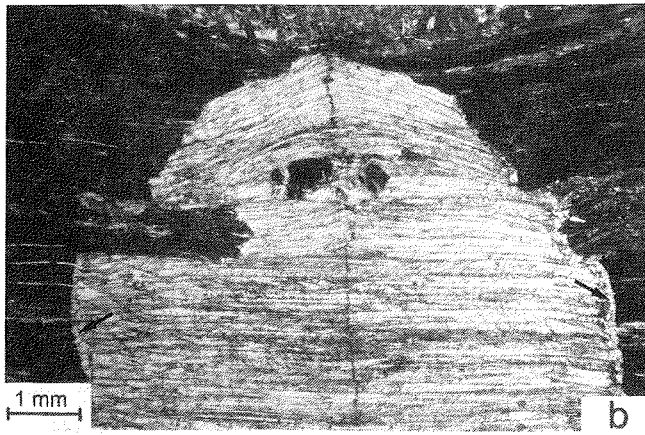
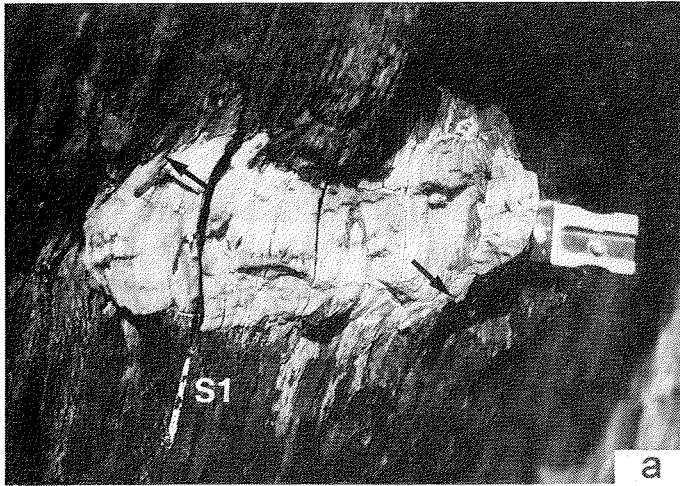
Die konvexe Form ist Folge einer höheren Kompetenz der Calcitfasern verglichen mit der des pyroklastischen Chloritschiefers. Die Deformation beschränkt sich bei den Calcitstraininkrementen auf die Druckverzwillingung. In Z-Richtung lokalisiert sich der Strain auf Höhe des Extensionsganges größtenteils auf die von Chlorit beherrschte Matrix. Der mit antitaxialen Calcit mineralisierte Extensionsbruch übernimmt die Funktion eines kompetenten Klasten. Die an den Enden des Extensionsbruches stets abweichende Orientierung der Straininkremente belegt, daß der Extensionsbruch bereits in seinem frühen Bildungsstadium die Funktion einer kompetenten Einschaltung übernommen hat.

Einer geringen Interdeformation der antitaxialen Calcitgänge durch Druckverzwillingung steht ein Strain von bis zu 3 in XZ-Schnitten im pyroklastischen Schiefer gegenüber. Dies legt nahe, daß die antitaxialen Extensionsbrüche in einer späten Phase des Schieferungsprozesses gebildet worden sind (Erläuterung hierzu im Kap. 9.2.2). Untergeordnet läßt sich in Z-Richtung auch eine Verkürzung der antitaxialen Calcitgänge durch symmetrische Faltung beobachten. Die älteren, mit Quarz- und Chloritmineralfasern belegten Gänge wurden hingegen häufig gefaltet (s. Kap. 9.2.2 und Abb. 9.4c und d).

Abb. 4.20a: Mit antitaxialen Calcitmineralfasern belegter Extensionsbruch im Chloritschiefer. Die "runde" Form an den Enden wird durch Calcitstraininkremente nachgezeichnet (vgl. Abb. 4.20b). Der Extensionsbruch wurde auch als hybrider Scherbruch benutzt. Dies wird durch die Richtung der Calcitfasern im rechten oberen Teil und linken unteren Teil des Extensionsbruches dokumentiert (Pfeile)(dextraler Versatz), die stärker von der X-Richtung abweicht als die Straininkremente im linken unteren und rechten oberen Teil (Maßstab: Spitzer).

Abb. 4.20b: Antitaxiale Calcitstraininkremente zeichnen die konvexe Form eines Extensionsbruches nach. Das Abweichen der Calcitstraininkremente von der X-Richtung erklärt sich durch die, verglichen mit dem Chloritschiefer, hohe Kompetenz des mit Calcit mineralisierten Extensionsbruches. Der Extensionsbruch benutzte einen älteren, ca. 0,2 mm mächtigen, mit Quarz-Chlorit-Mineralfasern (Pfeile) belegten Extensionsbruch (Ca 331).

Abb. 4.20c: Verbiegung eines Chloritganges (schwarz, Pfeile) durch unterschiedliche Streckung in X-Richtung. Die Verbiegung wurde durch Kompetenzkontraste zwischen den rigiden Klasten (schwarz nachgezeichnet) und der dynamisch rekristallisierten Calcitmatrix ausgelöst. Die "Verbiegung" des Chloritganges erfolgt stets in Richtung des rigiden Klasten (Erläuterungen s. Kap. 4.5.1) (Ca 307).



#### 4.4.1.2 Konjugierte hybride Scherbrüche

Diese Rißkategorie ist überleitendes Bindeglied zwischen Extensionsbrüchen und Scherbrüchen. In der Abb. 4.6 ist ersichtlich, daß die 3 verschiedenen Bruchtypen allein von den Fluiddrücken bzw. den effektiven Umschließungsdrücken gesteuert werden. Höhere Werte von  $\sigma_3'$ , ausgelöst durch sinkende Fluiddrücke, haben zur Folge, daß zur Erzeugung weiterer Brüche höhere Spannungsdifferenzen erforderlich sind. Je niedriger der Fluiddruck ist, desto größer wird der  $\theta$ -Winkel.

Hybride Scherbrüche benutzen in pyroklastischen Chloritschiefern bevorzugt die während des Schieferungsprozesses gebildeten, mit antitaxialen Calciten mineralisierten Extensionsbrüche. Das allmähliche "Umbiegen" der antitaxialen Calcitmineralfasern zeigt ein sukzessives Absinken des Fluiddruckes an (vgl. Abb. 4.6). Daß das Umbiegen der antitaxialen Calcitfasern den Übergang vom Extensionsbruch über konjugierte hybride Scherbrüche zu konjugierten Scherbrüchen widerspiegelt und nicht ausschließlich ein Effekt von lokaler rotationaler Verformung ist, läßt sich folgendermaßen erklären: Die schiefe Orientierung eines Extensionsbruches, der eine Anisotropiefläche darstellt, kann einen Scherstrain mit dem Effekt lokaler rotationaler Verformung erzeugen. Bei einer solchen Interpretation wäre jedoch zu erwarten, daß bereits die ersten Calcitstraininkremente diese lokale rotationale Verformung anzeigen, die Calcitstraininkremente von der Orientierung des Streckungslinears auf den  $S_1$ -Flächen abweichen. Auf schiefe zur YZ-Ebene orientierten Brüchen lassen sich jedoch bis zu 3 cm lange Calcitstraininkremente beobachten, die parallel dem Streckungslinear orientiert sind und die erst in einer sehr späten Bruchphase "umbiegen". Mit der Mineralisierung von Mineralfasern, die parallel dem Streckungslinear orientiert sind, läßt sich die Anisotropie des Extensionsbruches nicht steigern, kann die Änderung der Wachstumsrichtung der Mineralfasern nicht erklärt werden. Diese Beobachtungen legen nahe, daß das konjugierte "Umbiegen" der Calcitstraininkremente durch ein Absinken des Fluiddruckes ausgelöst worden ist. Da der Extensionsbruch ein Bereich geringerer Scherfestigkeit darstellt, entscheidet dessen Orientierung darüber, ob sich dieser zu einem ost- oder westaufschiebenden Scherbruch hin entwickelt (s. Abb. 4.21).

Das Umbiegen der Straininkremente tritt konjugiert auf.  $\sigma_1$  ist  $\pm$  horizontal und  $\pm$  senkrecht zum Streichen des BT (WSW-ENE) orientiert. Die Straininkremente "biegen" aus ihrer vertikalen Lage (parallel  $\sigma_3$ ) zum einen nach WSW und zum anderen nach ENE um. Die Richtung, in welche die Mineralfasern umbiegen, wird von der Orientierung des Extensionsbruches kontrolliert. Wie der Abb. 4.2g zu entnehmen ist, streuen die während der Anlage der  $S_1$ -Flächen aufgerissenen Extensionsbrüche um die YZ-Ebene der Schieferung. Bei Extensionsbrüchen, die schiefe zur  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene orientiert sind, sind die Straininkremente nicht senkrecht zu den Rißflächen orientiert, sondern parallel dem Streckungslinear auf den  $S_1$ -Flächen (s. Abb. 4.21). Extensionsbrüche, die schwach nach WSW einfallen begünstigen ein Umbiegen der Straininkremente nach ENE, bei ENE-fallenden entsprechend nach WSW.

Bei steigenden  $\sigma_3$  wird der  $\theta$ -Winkel sukzessive größer. Während die frühen konjugierten hybriden Scherbrüche einen noch spitzen Winkel zur Ebene der größten und mittleren Hauptnormalspannung einnehmen, vergrößert sich dieser bei sinkenden Fluiddrücken bis auf  $30^\circ$  (s. Abb. 4.6).

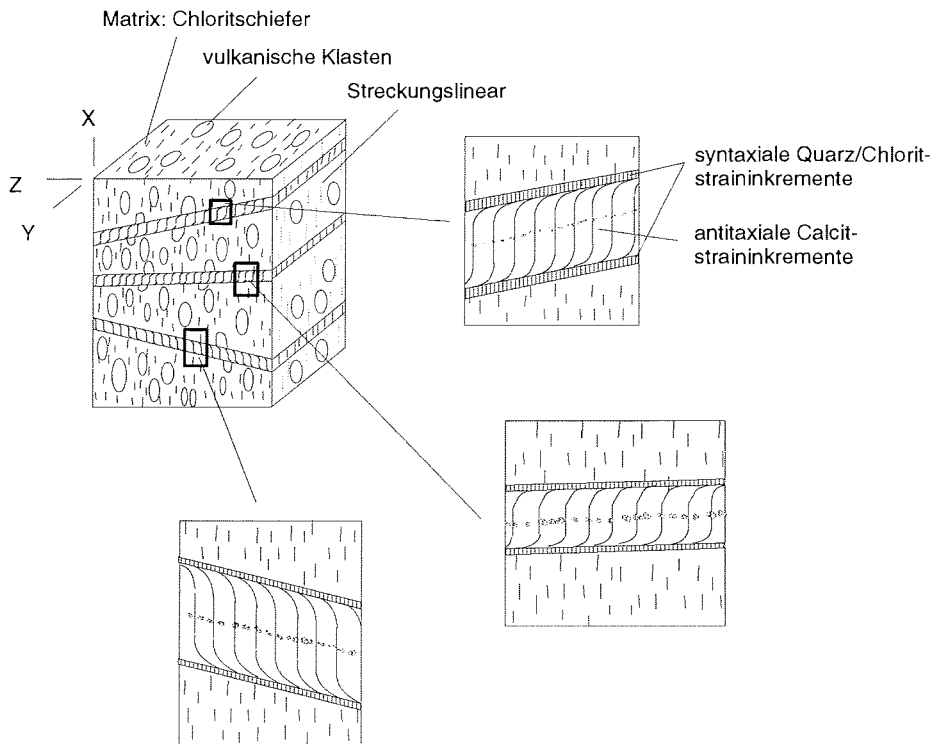


Abb. 4.21: Pyroklastischer Chloritschiefer im Blockbild. Bei der Reaktivierung von Extensionsbrüchen - in einem frühen Schieferungsstadium syntaxiale Quarz-Chlorit-Mineralisationen auf den Brüchen, die in einem späteren Stadium von antitaxialen Calcitmineralisationen abgelöst werden - durch hybride Scherbrüche wird das Umbiegen des Straininkrements von der Orientierung des Extensionsbruches kontrolliert.

Konjugierte hybride Scherbrüche werden im Kompressions-Regime gebildet, solange  $\sigma_3$  ein negatives Vorzeichen hat, der Fluiddruck in der Lage ist das überlagernde Gebirge zu tragen ( $\lambda_V \geq 1$ , s. Kap. 4.2.2 ff)

#### 4.4.1.3 Konjugierte Scherbrüche

Nimmt  $\sigma_3$  bei weiter sinkenden Fluiddrücken ein positives Vorzeichen an, so ist es nicht mehr möglich, daß mit Fluiden gefüllte Spalten das überlagernde Gebirge tragen können. Es kommt zur Ausbildung von Scherbrüchen. Diese weisen in isotropen Gesteinen bei triaxialem Stress einen  $\theta$ -Winkel von  $22 - 32^\circ$  zur  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene auf (s. SIBSON 1990, JAEGER & COOK 1979). Nach Bildung der

hybriden Scherbrüche bildeten sich Scherbrüche, die im Arbeitsgebiet wiederum teils an Risse geknüpft sind, die zunächst als Extensionsbrüche und anschließend als hybride Scherbrüche gewirkt haben (s. Abb. 4.21). Der Mohrschen Darstellung ist zu entnehmen, daß Scherbrüche einen Winkel von  $30^\circ$  zur  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene einnehmen (s. Abb. 4.6). Die Scherbrüche im bearbeiteten Profil, die meist Extensionsbrüche reaktiviert haben, zeigen jedoch meist Winkel zwischen  $10^\circ$  bis  $20^\circ$ . Ein anderes orientiertes Spannungsfeld ist nicht anzunehmen, weil dieses Phänomen bei beiden Scharen des konjugierten Scherbruchsystems entwickelt ist. Weicht eine bereits existierende Schwächezone oder eine bereits vorhandene Scherzone nur wenig vom theoretischen Scherbruch ab, so ist nach SIBSON (1990) die Wahrscheinlichkeit groß, daß diese reaktiviert wird. Bei Winkelabweichungen von  $< 15^\circ$  sind Reaktivierungen zu erwarten. Oberhalb dieses Winkels steigt der Spannungskoeffizient für eine Reaktivierung stark an (SIBSON 1985, SIBSON 1990). Für einige hybride Scherbrüche, die wieder reaktiviert wurden, ist der Winkel größer als  $15^\circ$ . Lokale Schwankungen im Spannungsfeld können hierfür verantwortlich sein (s. Kap. 5).

In pyroklastischen Chloritschiefern sind Calcitfasermineralisationen in Scherbrüchen annähernd parallel zu den Bruchflächen orientiert. Im Gegensatz zu hybriden Scherbrüchen kommt es zu Schleppungen der vorher gebildeten Straininkremente des Extensions- und hybriden Scherbruchstadiums und auch der Schieferflächen. Es ist festzustellen, daß die Versatzbeträge von Scherbrüchen bei reaktivierten Extensions- und hybriden Scherbrüchen umso größer sind, desto geringer die Abweichung der reaktivierten Brüche vom theoretischen Bruch, mit einem  $\theta$ -Winkel von  $30^\circ$ , ist.

#### **4.4.1.4 Wirkung von Anisotropien auf die Orientierung von hybriden Scherbrüchen und Scherbrüchen**

In einem isotropen Gestein schließen die Flächen eines konjugierten kompressiven Scherflächensystems  $\sigma_1$  mit einem Winkel von  $60^\circ$  ein (s. Abb. 4.6). Anisotropien haben eine Abweichung dieses Winkels zur Folge (DONATH 1961, PATERSON 1978, SIBSON 1985, 1990). Die vorliegenden klastischen und pyroklastischen Gesteine des östlichen Profilabschnitts weisen bei Einsetzen des konjugierten kompressiven Schersystems mehrere Anisotropien auf: Die  $\pm$  vertikale Anisotropie in Form von Schichtung und Schieferung (s. Abb. 4.2a-d) und eine dritte, subhorizontale, gebildet von Extensionsbrüchen (s. Abb. 4.2g). Bedingung für eine Reaktivierung älterer Flächen ist eine Reduzierung der Kohäsion und inneren Reibung auf den Flächen und eine nicht zu große Abweichung der Anisotropiefläche vom theoretischen Scherbruch - in der Regel nicht mehr als  $15^\circ$  (SIBSON 1985, 1990; ETHERIDGE 1986). Letzter Punkt schließt eine Reaktivierung der steilstehenden Anisotropien aus, die bei Extensionsbrüchen, die  $\pm$  in der YZ-Ebene orientiert sind, möglich ist.

Die Streuung der Extensionsbrüche bewirkt (s. Abb. 4.2g), daß diese von beiden Flächenscharen des konjugierten Schersystems reaktiviert werden. Insbesondere für frühe hybride Scherbrüche (sehr geringer  $\theta$ -Winkel) liegen



Extensionsbrüche in einer günstigen Position. Eine häufigere Reaktivierung von Extensionsbrüchen durch ostüberschiebende Scherbrüche ergibt sich aus dem Maximum der Extensionsbrüche (s. Abb. 4.2g). Die Beobachtung, daß viele der Extensionsbrüche zwar als hybride Scherbrüche, jedoch nicht als Scherbrüche reaktiviert wurden, belegt, daß der Winkel zwischen der Anisotropie des Extensionsbruches und der theoretischen Orientierung der Bruchfläche (Bruch im isotropen Gestein) mit sinkenden Fluidrücken anstieg. Die in der YZ-Ebene der Schieferung orientierten Extensionsbrüche gerieten mit sinkenden Fluidrücken in eine für eine Reaktivierung zunehmend ungünstigere Position.

Neben Scherbrüchen, deren zugehöriger  $\theta$ -Winkel kleiner als der theoretische ist, wurden auch Scherbrüche beobachtet, deren  $\theta$ -Winkel größer als  $30^\circ$  ist. Es sind dies Scherbrüche, niemals hybride Scherbrüche, die einerseits konjugierte extensionale Knickbänder als Anisotropiefläche benutzen (s. Kap. 4.3.5) und andererseits Scherbrüche, deren Orientierung von der steilstehenden Anisotropie von straff geschieferten Gesteinen beeinflusst wurde. Auch bei ungünstiger Orientierung einer Anisotropie kann diese die Lage eines Scherbruches beeinflussen: So werden von DONATH (1961), JAEGER (1964) und PATERSON (1978) "Kompromißscherflächen" beschrieben, die zwischen der Lage des theoretischen Scherbruches und der Anisotropiefläche orientiert sind. Insbesondere straffgeriegelte, klastenarme Chloritschiefer zeigen diese „Kompromißscherflächen“. Die Abweichung vom theoretischen Scherbruch beträgt bis zu  $30^\circ$ . Die Abweichung der Kompromißflächen vom theoretischen Scherbruch ist nach DONATH (1961) vom Winkel zwischen dem theoretischen Scherbruch und der Anisotropie abhängig. Bei einem Winkel von  $45^\circ$  ist die Abweichung der Kompromißfläche am größten. Beträgt der Winkel  $60^\circ$  - die Anisotropiefläche deckt sich mit der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene - bildet sich keine Kompromißfläche.

Die vorangegangenen Ausführungen erklären die Streuung der konjugierten Scherflächen in Abb. 4.3a,b (s. auch Abb. 5.2). Scherflächen, die steiler als  $40^\circ$  einfallen sind Kompromißflächen oder reaktivierte konjugierte extensionale Knickbänder, Flächen, die flacher als  $20^\circ$  einfallen hingegen reaktivierte Extensionsbrüche. Geschieferte Sandsteine, Konglomerate mit einer sandigen Matrix und pyroklastische Brekzien weisen infolge ihrer schwächeren Schieferung und weniger ausgeprägten Extensionsbrüchen hingegen  $\theta$ -Winkel um die  $30^\circ$  auf, die mehr dem theoretischen entsprechen (vgl. Abb. 5.2).

Eine Unterscheidung von Scherbrüchen und konjugierten extensionalen Knickbändern/Crenulierungen scheint auf der Grundlage von synkinematischen Mineralisationen möglich zu sein. In Scherbrüchen werden meist Quarz, Calcit und Epidot mineralisiert. Die konjugierten extensionalen Crenulierungen werden hingegen häufig von Phyllosilikatmineralisationen begleitet, die auch in der  $S_1$ -Fläche dominierend sind. Im Falle reiner Knickbänder treten überhaupt keine Mineralisationen auf. Dies unterscheidet sie ebenfalls von Scherbrüchen. Im Zusammenhang mit Scherbrüchen wurden stets Mineralisationen beobachtet.

Die im Kap. 4.3.5 beschriebene extensionale Crenulierung von  $S_1$ -Flächen ist in einer späten Phase der Schieferungsprozesses und mit hoher Wahrscheinlichkeit auch während der Anlage der konjugierten hybriden Scherbrüche aktiv gewesen (vgl. Kap. 9).

#### 4.5 Zur Frage einer zweiten Faltung im BT

WODZICKI & ROBERT (1987) beschreiben im Bowers Terrane eine zweite, offene Faltung, deren B2-Achsen senkrecht zu den NNW-SSE verlaufenden B1-Achsen der ersten Faltung verlaufen sollen (s. Abb. 4.22). Die zweite Faltung sei in den Bowers Mountains an einer Verstellung bzw. "Verbiegung" der B1-Achsen zu erkennen (WODZICKI & ROBERT 1987: 59, Fig. 16). Durch die zweite Faltung sollen die B1-Achsen eine Verstellung bis zu 90° erfahren haben. Eine Verstellung der B1-Achsen konnte selbst in Gesteinen des offen gefalteten Carryer-Konglomerats und in Dünnschliffen beobachtet werden (s. Abb. 4.22, 4.24 und 4.20c).

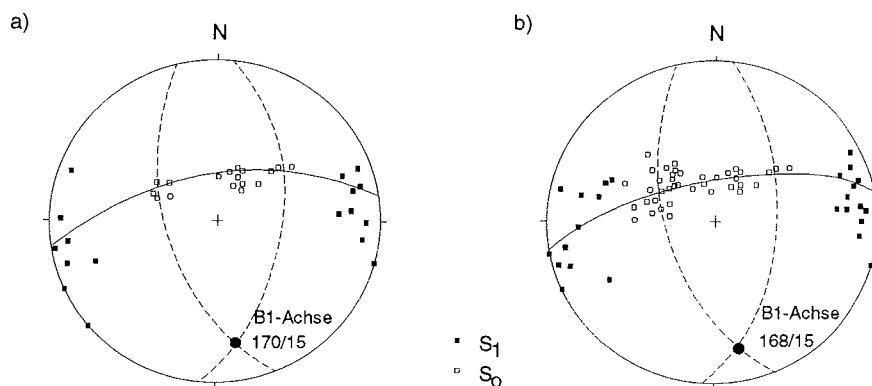


Abb. 4.22: Schichtung, Schieferung und B1-Achsen im offen gefalteten Carryer-Konglomerat. Mulde (a) und östlicher Sattels (b) des bearbeiteten westlichen Profilabschnitts (vgl. Abb. 4.1).

Die zweite Faltung soll nach WODZICKI & ROBERT (1987) jünger als das konjugierte kompressive Schersystem sein. Die Autoren nehmen die Schieferung (S<sub>1</sub>) und das konjugierte kompressive Schersystem (S<sub>1</sub>s) (S<sub>1</sub>s von WODZICKI & ROBERT (1987) entspricht dem konjugierten kompressiven Schersystem in der vorliegenden Arbeit) als zeitgleich an. Wäre dies der Fall, so müßten Flächen und Lineare des konjugierten kompressiven Schersystems auf Kleinkreisen rotiert worden sein, was nicht gegeben ist (s. Abb. 4.2, 4.3 und 5.2). Eine "Rotation" zeigen lediglich die Schichtflächen im offen gefalteten Carryer-Konglomerat, mit deren Hilfe die Verstellung der B1-Achsen ermittelt werden konnte (s. Abb. 4.22). An ± vertikalen Schichtflächen (östlicher Profilteil) ist eine Verstellung der B1-Achsen nicht zu erkennen (der Kleinkreis entspricht hier einem Punkt oder weist einen sehr kleinen Radius auf). Scherflächen und Lineare des konjugierten kompressiven Schersystems zeigen hingegen keine Rotation (s. Abb. 4.3 und 5.2).

Die B1-Achsen im offen gefalteten Carryer-Konglomerat fallen mit max. 20° nach SSE ein. Die zugehörige Rotationsachse (B2-Achse nach WODZICKI & ROBERT (1987)) verläuft ENE-WSW (260/0) (B1-Achsenkulmination in Abb. 2.2). Wenn die B2-Faltung jünger als das konjugierte kompressive Schersystem wäre, müßten die älteren Gefüge (Schieferflächen und zugehörige

Streckungslineare, Extensionsbrüche sowie konjugierte Scherbrüche und zugehörige Bewegungslineare) auf Kleinkreisen rotiert worden sein (s. Abb. 4.2, 4.3 und 5.2). Die Annahme, daß die Streckungslineare auf den  $S_1$ -Flächen und die konjugierten Scherflächen und zugehörige Bewegungslineare ihre heutige Orientierung durch die von WODZICKI & ROBERT (1987) geforderte zweite Faltung erlangt haben, ist eher unwahrscheinlich. Die B2-Faltung kann somit nicht jünger als die Anlage des konjugierten Schersystems sein. Gleiches gilt für die jüngeren Westüberschiebungen sowie die steilen West- und Ostaufschiebungen (s. folgende Kapitel): Die Scherzonen zeigen das gleiche Streichen und die zugehörigen Bewegungslineare den gleichen "dip-slip"-Charakter wie die Streckungslineare auf den  $S_1$ -Flächen und die Bewegungslineare auf den Scherflächen des konjugierten kompressiven Schersystems.

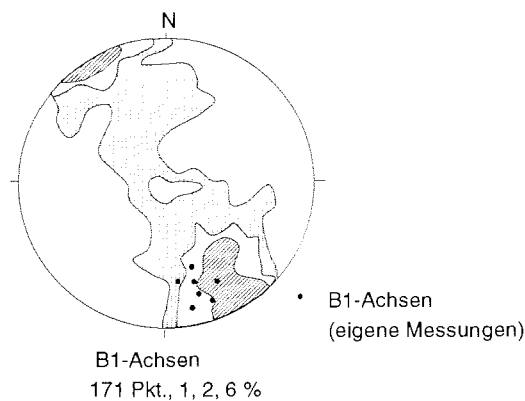


Abb. 4.23: B1-Achsen im BT (aus WODZICKI & ROBERT 1987), durch eigene Messungen ergänzt.

Der durch Extensions- über hybride Scher- zu Scherbrüchen reflektierte stufenlose Übergang (s. Kap. 4.4 ff) von Schieferung zu einem konjugierten Schersystem sowie die  $\pm$  gleiche Orientierung der kinematischen Hauptachsen während der Anlage der  $S_1$ -Flächen und des konjugierten Schersystems (s. Kap. 5) schließt eine zweite Faltung nach Anlage der Schieferung und vor Anlage des konjugierten Schersystems aus. Weitere Argumente gegen eine zweite Faltung im BT sind:

- eine der B2-Faltung zugehörige Schieferung konnte nicht beobachtet werden und
- es wurden im Gelände und Dünnschliff keine Gefüge beobachtet, die eine Kompression in SSE-NNW-Richtung belegen würden.

#### 4.5.1 Ursachen für das Pendeln von B1-Achsen

Die vorangegangenen Argumente schließen eine zweite Faltung als ein eigenständiges Deformationsereignis aus. Im weiteren Text soll deshalb nicht mehr der Terminus "B2-Falten" verwendet werden, sondern nur vom Kurven bzw. Pendeln der B1-Achsen gesprochen werden. Für die "Verbiegung" der B1-Achsen bleiben zwei Zeitpunkte übrig: Prä- oder syn- $S_1$  (s.o.).

Das Kurven von Faltenachsen ist ein in Orogenen oft beobachtetes Phänomen. Es kommt zustande, wenn es im Streichen des Orogens zu unterschiedlichen Dehnungsbeträgen (hier: senkrecht zum Streichen) kommt. Das Kurven der B-Achsen ist dabei meist in Gebieten zu beobachten, in denen die Schieferflächen rotiert sind (Rotationsachse ist die frühangelegte Faltenachse).

Das bearbeitete Profil liegt exakt senkrecht zum Streichen, so daß kein direkter Nachweis erbracht werden kann, ob die Streckungsbeträge im Streichen des BT variieren. Die Schieferung ist im Profil durch eine starke vertikale Streckung charakterisiert und bei einer, betrachtet man eine Großfaltenstruktur, bei der sich die nicht-koaxiale Deformation auf den Faltenschenkel gegenseitig neutralisiert, koaxiale Deformation entstanden (s. Kap. 10). Unterschiedliche Streckungsbeträge als Grund für ein Kurven von Faltenachsen sind bei koaxialer bzw. nichtrotationaler Verformung schwerer zu erklären als bei einer Schieferung, die eine Rotation erfahren hat.

Der Abb. 4.23 ist zu entnehmen, daß die B1-Achsen in der Schieferungsebene (XY-Ebene) pendeln (vgl. Abb. 4.2). Bei koaxialer Verformung deckt sich die XY-Ebene mit der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene. Für das Kurven der B1-Achsen werden folgende Möglichkeiten diskutiert:

1. variable Streckungsbeträge in X- oder  $\sigma_3$ -Richtung durch:
  - a) Kompetenzänderungen im Streichen (Y- oder  $\sigma_2$ -Richtung)
  - b) unterschiedliche Krustenverkürzung senkrecht zum Streichen des BT
2. Nichtkongruenz von der zu faltenden Anisotropie (Materialwechsel,  $S_0$ ) und der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene bei Faltungsbeginn

##### 4.5.1.1 Kompetenzänderungen im Streichen als Ursache für ein Kurven von B1-Achsen

Verschiedene Proben enthalten rigide vulkanische Klaster, die in einer dynamisch rekristallisierten karbonatischen Matrix eingestreut sind. Der Strain konzentrierte sich in solchen Gesteinen zu 100% in der rekristallisierten karbonatischen Matrix. Im XY-Schnitt der Abb. 4.20c ist ein früh angelegter Extensionsgang abgebildet, der in der YZ-Ebene des finiten Strainellipsoids aufgerissen ist. Dieser Abbildung ist zu entnehmen, daß der mit Chlorit mineralisierte Extensionsbruch jeweils in Richtung des (in X-Richtung) nächst gelegenen Klaster gekrümmt ist. Hieraus läßt sich ein Pendeln der B1-Achsen ableiten. Die im Dünnschliff gemachten Beobachtungen wurden in schematische Skizzen

übertragen. Anhand von diesen Skizzen soll verdeutlicht werden, wie sich Kompetenzänderungen im Streichen auf die Streckungsbeträge auswirken bzw. ein Kurven von Faltenachsen verursachen (s. Abb. 4.24 bis 4.26).

Die schematische Skizze der Abb. 4.24 verdeutlicht, wie sich der Strain (die Streckung) in den Bereichen A, hier sind in X-Richtung keine Klaster eingestreut, homogen verteilt. In Zonen, in denen in Streckungsrichtung Klaster vorhanden sind (B), konzentriert sich die Streckung zwischen diesen. Änderungen der Streckungsbeträge in der Matrix führen zum Versatz des mit Chlorit belegten Extensionsganges. Die unterschiedlichen Streckungsbeträge spiegeln sich in den Längen/Breiten-Verhältnissen der Calcite der dynamisch rekristallisierten Matrix wider. Die Verbiegungen des Chloritganges erfolgt stets in Richtung des nächstgelegenen rigiden Klastes (s. Abb. 4.24 und 4.20c). Die Verbiegung der Vorzeichnung sind gegenläufig. In dem Beispiel der Abb. 4.24 erfolgt der Anstieg der Streckung rapide. In der Abb. 4.25 ist ein rigider Klast wiedergegeben, der in Y-Richtung allmählich ausgedünnt. Der Anstieg der Streckungsbeträge erfolgt hier nicht rapide, sondern kontinuierlich. Die Chloritgang erfährt eine entsprechende Verbiegung. Die Streckungsbeträge und dadurch bedingten Versätze von Vorzeichnungen im Gestein werden umso größer, desto höher der Anteil an rigiden Klaster in X-Richtung ist.

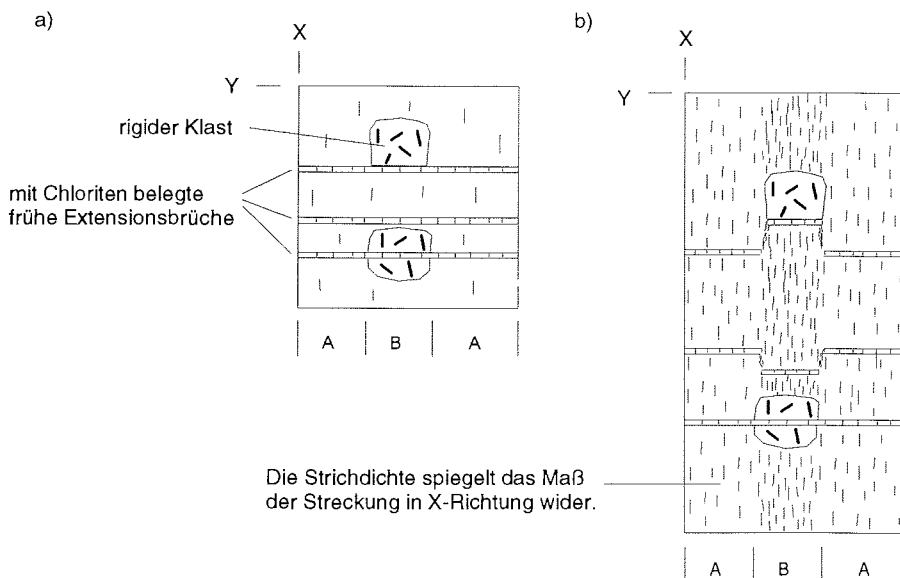


Abb. 4.24: Verbiegung von einem im frühen Schieferungsstadium gebildeten, mit Chlorit belegten Extensionsbruch infolge von Kompetenzunterschieden. Hoher Matrixstrain (starke Streckung), verursacht durch eingelagerte rigide Klaster (Bereich B), bewirkt im Übergang von A nach B Versätze der Chloritgänge. Der rapide Anstieg des Matrixstrains von A nach B verursacht einen sprunghaften Versatz. Die unterschiedlich positionierten Chloritgänge verdeutlichen, wie die Versatzrichtung und der Betrag des Versatzes von der Lage des Ganges zu den rigiden Klaster kontrolliert wird (s. auch Abb. 4.20c).

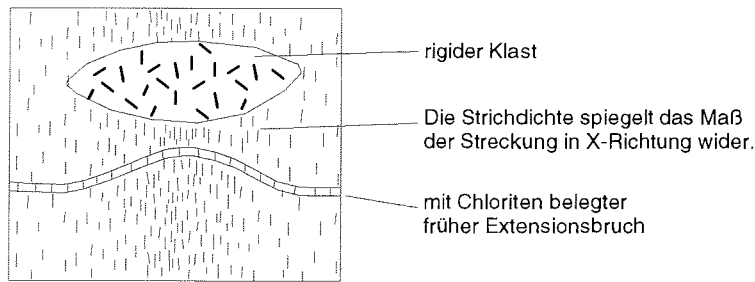


Abb. 4.25: Die "Verbiegung" des Chloritganges wird durch die Kornform des rigiden Klastes kontrolliert (vgl. Abb. 4.24).

Auf einen größeren Maßstab übertragen, können unterschiedliche Streckungsbeträge durch Änderungen der Lithologie im Streichen bedingt sein. Wechselagerungen und Verzahnungen (Auskeilen) von inkompetenten und kompetenten Gesteinen sind im bearbeiteten Profil in allen Maßstäben zu sehen. Von WODZICKI & ROBERT (1987) werden in der Solidarity Range Verstellungen der B1-Achsen von bis zu  $90^\circ$  beschrieben (eine zugehörige Schieferung wurde von den Autoren hingegen nicht beschrieben). Solche extremen Verbiegungen lassen sich mit abrupten Änderungen der Anteile von inkompetenten und kompetenten Gesteinen im Streichen eines Orogens plausibel erklären.

Die Abb. 4.24 und 4.25 repräsentieren zwei Extrembeispiele: Die Streckung lokalisiert sich zu 100% auf die inkompetente Matrix. Eine Verbiegung von B1-Achsen ist in diesem Fall nur innerhalb der inkompetenten Bereiche möglich.

Lokalisiert sich der Strain ausschließlich auf die inkompetenten Bereiche, so werden Vorzeichnungen in der Y-Richtung (B-Achse) nur in den inkompetenten Bereichen versetzt (s. Abb. 4.26a). Im BT werden die in ihrer Gesamtheit inkompetenten Gesteine der Sledgers- und der Mariner-Gruppe vom kompetenten Schichtpaket der Leap-Year-Gruppe überlagert. Eine Verbiegung des gesamten Schichtpaketes aus Sledgers-, Mariner- und Leap-Year-Gruppe ist nicht möglich, wenn man wie in Abb. 4.26a annimmt, daß sich die Streckung ausschließlich auf die inkompetenten Gesteine lokalisiert. Anhand der Orientierung der Schichten des Carryer-Konglomerats läßt sich jedoch eindeutig ein Pendeln der B1-Achsen im kompetenten Schichtpaket der Leap-Year-Gruppe nachweisen (s. Abb. 4.22, s. auch WODZICKI & ROBERT 1987).

Eine "Verbiegung" des Gesamtpaketes der kompetenten Gesteine (hier: Carryer-Konglomerat) ist denkbar, wenn a) das kompetente Schichtpaket ebenfalls eine Streckung (Strain) erfährt und b) sich der Betrag der Streckung in Y-Richtung ändert (s. Abb. 4.26b). In dem Modell der Abb. 4.26b wird von der Annahme ausgegangen, daß die Streckung in den kompetenten Gesteinen umso größer ist, desto größer der Anteil an kompetenten Gesteinen ist. Dies läßt sich durch Dünnschliffbeobachtungen belegen. Bei Quarzklasten in einer inkompetenten Matrix ist der Strain umso höher, desto geringer der Anteil der inkompetenten Matrix ist.

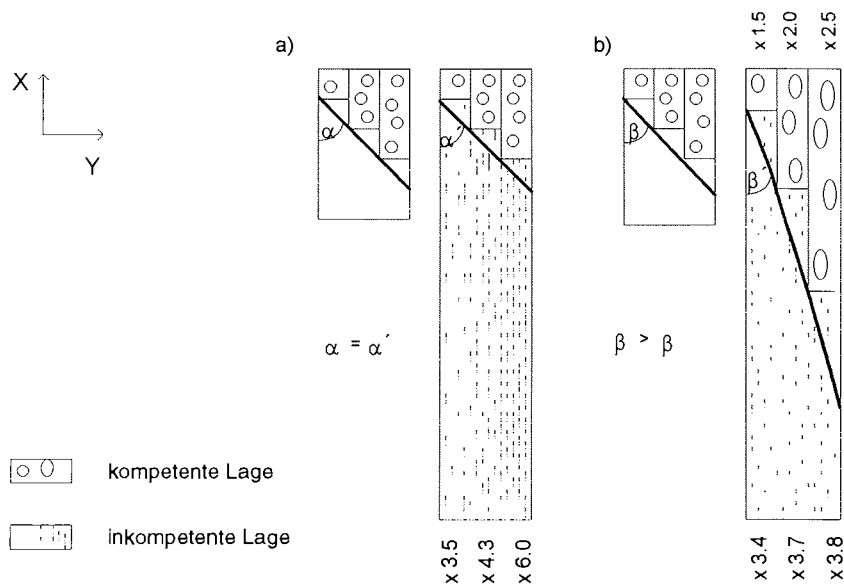


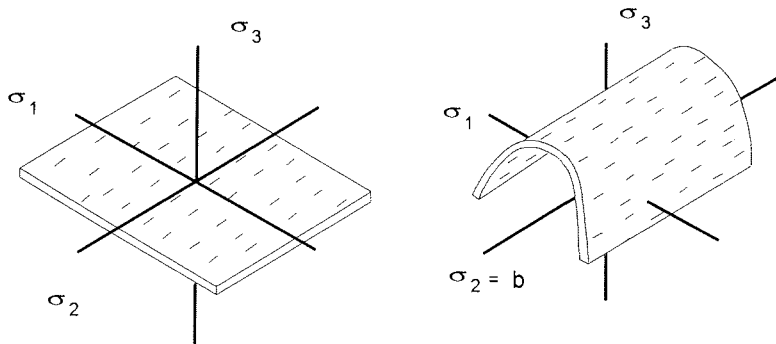
Abb. 4.26: a) Lokalisierung der Streckung zu 100% auf die inkompetenten Gesteine. Vorzeichnungen im kompetenten Gestein erfahren keine "Versätze bzw. Verbiegungen". b) Durch eine Verteilung der Streckungsbeträge auf das gesamte Gesteinspaket - die Streckung im kompetenten Gestein ist umso höher, desto größer deren Anteil am Gesamtpaket ist - werden auch Vorzeichnungen im kompetenten Gestein verstellt. Die Dichte der Strichsignatur gibt die Intensität der Streckung wieder.

Die Faltung des Carryer-Konglomerats läßt sich unter anderem durch einen solchen Mechanismus erklären (s. Kap. 4.5.1.2). Nach dem Modell in Abb. 4.26b müßte das Carryer-Konglomerat, um eine Achsenkulmination zu erzeugen, in Relation zu den benachbarten Gebieten (im Gebirgsstreichen), geringmächtiger gewesen sein. Dies ist jedoch ein extrem vereinfachtes Modell. Mächtigkeitsschwankungen (im Bereich des Carryer Gletschers fehlt die Mariner-Gruppe) und auch Zunahme der kompetenten Anteile in den Sledgers-Gruppe würden ebenfalls den Strain im kompetenten Paket beeinflussen. Auch sind Änderung der Streckungsbeträge denkbar, wenn sich innerhalb der kompetenten Schicht die Kompetenz ändert. So sind mächtige Konglomerate in der Leap-Year-Gruppe nur aus dem Gebiet des unteren Carryer Gletschers beschrieben worden. Die üblichen Sandsteine der Leap-Year-Gruppe (Camp-Ridge-Quarzit) weisen eine andere Kompetenz auf. Es gibt unzählige Variationsmöglichkeiten um Kulminationen und Depressionen von B1-Achsen im BT zu erzeugen.

#### 4.5.1.2 Inkongruenz von Anisotropie und $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene bei Faltungsbeginn als Ursache für ein Pendeln von B1-Achsen

Voraussetzungen für ein Kurven von Faltenachsen können auch bereits vor Faltungsbeginn gegeben oder angelegt worden sein. Entscheidend hierbei ist die Raumlage der zu faltenden Anisotropie zu einem übergeordneten Spannungsfeld: Für die Schieferung läßt sich im bearbeiteten Profil Kongruenz von Hauptspannungsachsen und Hauptstrainachsen - bezogen auf den Gesamtbereich - bei irrotationaler Deformation quantifizieren. Die Lage der B1-Achsen nimmt dabei alle Richtungen in der XY-, der Schieferungsebene ein (s. WODZICKI & ROBERT 1987).

a)



b)

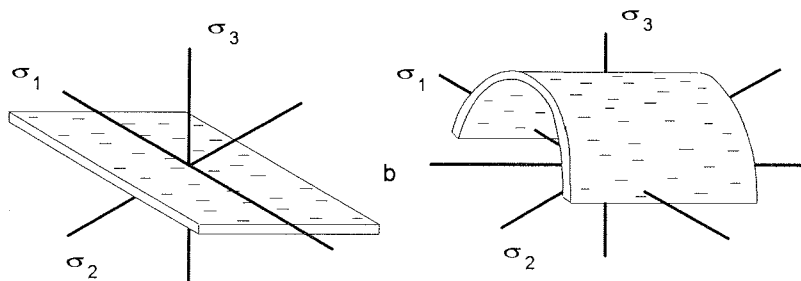


Abb. 4.27: Beziehung zwischen Faltenachsen und dem makroskopischen Spannungsfeld (d.h. kinematischen Hauptachsen aus Sprödgefügen) bei irrotationaler Verformung des Gesamtbereichs. a) Bei Kongruenz von Anisotropie und  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene; b) bei Inkongruenz (Anisotropie ist gegenüber a) um die  $\sigma_1$ -Achse gekippt).

Die Lage der zu verbiegenden Anisotropie zu den kinematischen Hauptachsen entscheidet, ob und um welchen Betrag die Richtung der Faltenachse von  $\sigma_2$  abweicht (ONCKEN 1990, TREAGUS & TREAGUS 1981). Ist die zu faltende Anisotropie in der Ebene der größten und mittleren Hauptnormalspannung orientiert, so deckt sich die Richtung von  $\sigma_2$  mit der der Faltenachse. Ist dies nicht



der Fall, so wird es zu Abweichungen der Faltenachse von  $\sigma_2$  kommen (s. Abb. 4.27). Hierbei wird an Abweichungen gedacht, die  $\sigma_1$  als "Rotationsachse" benutzen (s. Abb. 4.27b). Bei Verstellungen der zu verbiegenden Anisotropie, die  $\sigma_2$  als Rotationsachse benutzt, bleibt die Parallelität von Faltenachse und  $\sigma_2$  bei der Faltung erhalten.

Für das bearbeitete Profil sind  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$  horizontal orientiert (s. Kap. 5). Nichtkongruenz von Faltenachsen und  $\sigma_2$  sind gegeben, wenn der Materialwechsel vor Beginn der Faltung keine horizontale Lage eingenommen hatte. Verstellung können bei Versenkung der Sedimente (u.a. durch unterschiedliche Absenkungsbeträge, Blockrotationen bei Abschiebungen) vorgekommen sein. Der inaktive Inselbogen des BT erfuhr zudem vermutlich zwei bruchtektonische Deformationsstadien, die an die Kollision von BT und WT geknüpft sind (s.u. und Kap. 11.1 und 12.4).

Eine B1-Achsenkulmination liegt im Bereich des unteren Carryer Gletschers, die sich nach Osten fortsetzt (s. Abb. 2.2). Im Arbeitsgebiet kam es vor Ablagerung der Leap-Year-Gruppe zu Hebung, die vermutlich auch die Ablagerung der regressiven Mariner-Gruppe auf den Gesteinen der Sledgers-Gruppe verhinderte (s. Kap. 11.1). Eine dabei entstehende Kulmination mit Verbiegungen der Schichten wäre Ursache für eine Abweichung der B1-Achsen von  $\sigma_2$ . Für eine solche Interpretation spricht, daß in Streichrichtung (westlich der Lanterman Range) die Mariner-Gruppe ausgebildet ist (s. Abb. 2.2). Um jedoch die B1-Achsenkulmination im Carryer-Konglomerat zu erklären, muß man eine Verstellung dieses während oder nach Ablagerung der Leap-Year-Gruppe fordern. Im Kapitel 12.4 wird vor Faltung und Schieferung sowie nach Ablagerung des Carryer-Konglomerats eine kompressive bruchtektonische Phase beschrieben. Diese könnte eine Kippung der Schichten des Carryer-Konglomerats verursacht haben.

Unterschiedliche Krustenverkürzungen bzw. Einengungsbeträge im Streichen werden ebenfalls unterschiedliche Streckungsbeträge im Streichen hervorrufen. Argumente hierfür liegen im bearbeiteten Profil nicht vor; die These ist rein theoretisch. Für ein Kurven der B1-Faltenachsen gibt es im BT im wesentlichen zwei Möglichkeiten:

- durch Änderungen der Kompetenz und Variationen der Anteile von kompetenten und inkompetenten Gesteinen im Streichen und
- Abweichung der zu faltenden Anisotropie von der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene.

Die von WODZICKI & ROBERT (1987, Fig. 16) in der Solidarity Range beschriebene extreme Verbiegung der B1-Achsen läßt sich am besten mit abrupten Kompetenzänderungen im Streichen erklären. Die B1-Achsenkulmination, die parallel dem Carryer Gletscher bzw. senkrecht zu den Terranegrenzen verläuft, läßt sich hingegen plausibler mit einer Nichtkongruenz der zu faltenden Anisotropie mit der  $\sigma_1/\sigma_2$ -Ebene vor Faltungsbeginn begründen.

## 4.6 Westüberschiebungen

Flache, westaufschiebende Bewegungszonen sind im leicht überkippten Fal-tenschenkel an Versätzen von steilstehenden Schiefer- und Schichtflächen zu erkennen (s. Abb. 3.1). Die Abstände zwischen diesen Scherzonen betragen zwischen wenigen Metern und 100 m. Die Versatzbeträge betragen bis zu 50 m und sind verglichen mit denen von konjugierten kompressiven Scherflächen wesentlich größer. Eine kontinuierliche Entwicklung aus einer älteren Deformation heraus wie beim Übergang von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem (s. Kap. 4.4.1 bis 4.4.1.3) läßt sich für Westüberschiebungen nicht nachweisen. Die Westüberschiebungen schleppen die westfallende Schar des konjugierten kompressiven Scherflächensystems, die ostfallende Schar wird hingegen als Scherfläche reaktiviert. Westüberschiebungen werden wiederum von steilen West- und Ostaufschiebungen durchschlagen (s. Kap. 4.7).

Im bearbeiteten Profil wird bei der Gefügebeschreibung von Scherzonen die Terminologie von LOGAN et al. (1979) verwendet. Diese soll vor der Besprechung der Westüberschiebungen (s. Kap. 4.6.1 bis 4.6.2.2) und steilen West- und Ostaufschiebungen (s. Kap. 4.7 bis 4.7.2) kurz vorgestellt werden. In kataklastisch deformierten Gesteinen unterscheiden LOGAN et al. (1979) folgende sekundären Flächengefüge (s. Abb. 4.28):

- Y-Flächen: Sie verlaufen parallel der Scherzone und weisen einen einheitlichen Schersinn auf. Y-Flächen an der Grenze Kataklasit - Nebengestein werden als Grenzscherflächen ("boundary shears") bezeichnet. Hinsichtlich ihrer Geometrie entsprechen die Y-Flächen den C-Flächen in Myloniten (LISTER & SNOKE 1984).
- P-Flächen: Sie treten häufig in phyllosilikatreichen Kataklasiten auf. Die Phyllosilikate und auch andere plattige Minerale sind parallel den P-Flächen orientiert (u.a. MOORE et al. 1989). P-Flächen sind keine Scherflächen, sondern stellen eine Plättungsebene dar. Genetisch sind sie mit S-Flächen in Myloniten vergleichbar (LISTER & SNOKE 1984).
- R1-Flächen: Es sind synthetische Riedelflächen, die bis zu 45° gegen die Y-Flächen geneigt sein können. Die Größe des Winkels zwischen Y- und R1-Flächen reflektiert, ob die Scherbewegung durch aseismische oder seismische Bewegungen geprägt gewesen ist (s. MOORE et al. 1989, Diskussion hierüber in Kap. 7.2.3). In Myloniten entsprechen sie ECC-Flächen (PLATT & VISSERS 1984).
- R2-Flächen: Es sind antithetische Riedelflächen, die einen Winkel von größer als 45° zu den Y-Flächen aufweisen.
- X-Flächen: Wie auch R2-Flächen sind dies antithetische Scherflächen, die einen Winkel von mehr als 45° zu den Y-Flächen aufweisen. Im Unterschied zu R2-Flächen fallen X-Flächen mit der Scherrichtung ein. Ihr Auftreten ist an kompetente Lagen gebunden, die in einer inkompetenten Matrix zerschert wurden.

- T-Flächen: Es sind meist mineralisierte Dehnungsbrüche (Fiederspalten). Sie sind mit circa 45° gegen die Scherzone geneigt. Sie bilden die Winkelhalbierende zwischen R1- und R2-Flächen.

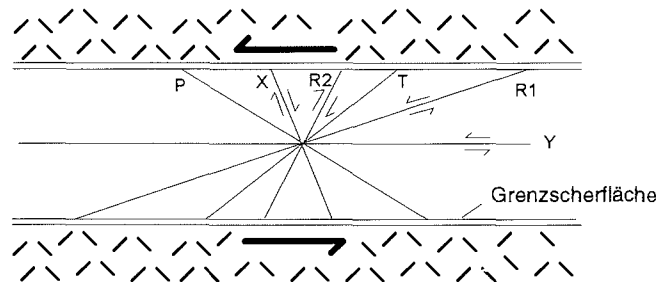


Abb. 4.28: Schematische Darstellung zur Terminologie von sekundären Flächengefügen in Kataklasten (LOGAN et al. 1979).

Die variable Lithologie führt zur Ausbildung verschiedenster Deformationsstrukturen und Bewegungsindikatoren. Exemplarische Scherzonen in Tonschiefern, pyroklastischen Schiefen und pyroklastischen Brekzien werden aus diesem Grund getrennt abgehandelt.

#### 4.6.1 Westüberschiebungen in wechselgelagerten Tonschiefern und psammitischen Schiefen

Im Gelände sind Fiederspalten und Schleppung der steilstehenden  $S_1$ - und  $S_2$ -Flächen von Tonschiefern und psammitischen Schiefen eindeutige makroskopische Bewegungsindikatoren. Durch die Schleppung werden Fiederspalten und  $S_2/S_1$  synthetisch in die Hauptbewegungsfläche (Y-Fläche) einrotiert. In stark rotierten Bereichen kommt es zur Ausbildung einer zweiten Generation von Fiederspalten, die die ältere, inaktiv gewordene Generation durchschlägt.

Nur in Dünnschliffen von Schiefen, die aus Westüberschiebungen oder deren unmittelbaren Umgebung stammen, ist eine asymmetrische Crenulierung von  $S_1$ -Flächen zu beobachten (s. Abb. 4.32c,d). In den zugehörigen und neugebildeten Schieferflächen fand teils Drucklösung, teils Phyllosilikatneubildung statt (Chlorit und Hellglimmer). Nach GRAY (1977) und SWAGER (1985) wird die Crenulationsschieferung als zonale Schieferung klassifiziert. Die in Dünnschliffen beobachtete asymmetrische Fältelung ist meist nur in inkompetenten phyllosilikatreichen Lagen entwickelt. Nur in wenigen psammitischen Schiefen ist andeutungsweise eine leichte Crenulierung zu erkennen. Die asymmetrische Crenulierung tritt nur bei  $S_1$ -Flächen auf, die durch Schleppung (synthetische Rotation, s.o.) aus ihrer subvertikalen Lage herausrotiert worden sind. Der Winkel zwischen den neugebildeten Schieferflächen und den Hauptscherflächen (Y-Flächen) schwankt um die 40°. Nach der Klassifizierung von LOGAN et al. (1979) sind diese Schieferflächen als P-Flächen zu bezeichnen (s. Abb. 4.28).

Rücküberschiebungen (R2-Flächen) mit Versatzbeträgen von mehreren cm zur Hauptscherzone (Y-Flächen) sind selten. Sie fallen steil mit 70 bis 80° gegen die Y-Flächen ein.

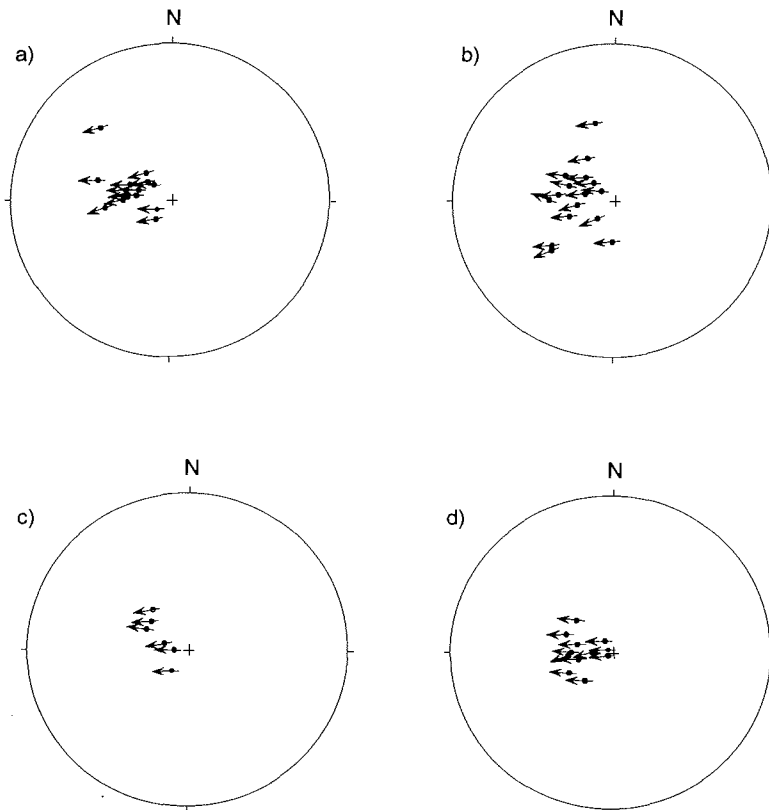


Abb. 4.29: a,b,c) Westüberschiebungen in Schiefen der Molar-Formation. d) Westüberschiebung der Glasgow-Formation über Sedimente des Carryer-Konglomerats (vgl. Abb. 11.1).

Riedelflächen (R1-Flächen) konnten nur in Dünnschliffen nachgewiesen werden. Sie sind ebenfalls sehr selten und scheinen wie die R2-Flächen in letzten Bewegungsphase der Scherzonen gebildet worden zu sein (s. Kap. 7.2.3).

Westüberschiebungen waren zunächst auf wenige Hauptscherflächen beschränkt. Im Laufe der Scherzonenentwicklung kam es zur Ausbildung untergeordneter Y-Flächen. Dies ist am S-förmigen Kurven früh angelegter Fiederspalten zu erkennen (s. Abb. 4.30). Im Aufschluß wurden klaffende, meist nur schwach mineralisierte Brüche beobachtet, die ebenfalls das S-förmige Kurven zeigen (s. Abb. 4.32b). Bruchfläche und Schieferfläche wurden im Gelände als Flächenpaar gemessen. Mit der Rückrotation der S1-Flächen in ihre ehemalige vertikale Position wurden auch die offenen Risse mitrotiert (s. Abb. 4.31a). Es zeigt sich, daß die offenen Risse die gleiche Position wie mineralisierte

Fiederspalten aufweisen. Es handelt sich deshalb eindeutig um nicht oder kaum mineralisierte Dehnungsbrüche (T-Flächen), die der Westüberschiebung zuzurechnen sind. Das "Klaffen" der Brüche läßt sich durch die spätere Hebung und dadurch ausgelöste Druckentlastung erklären (s. Abb. 4.32b).

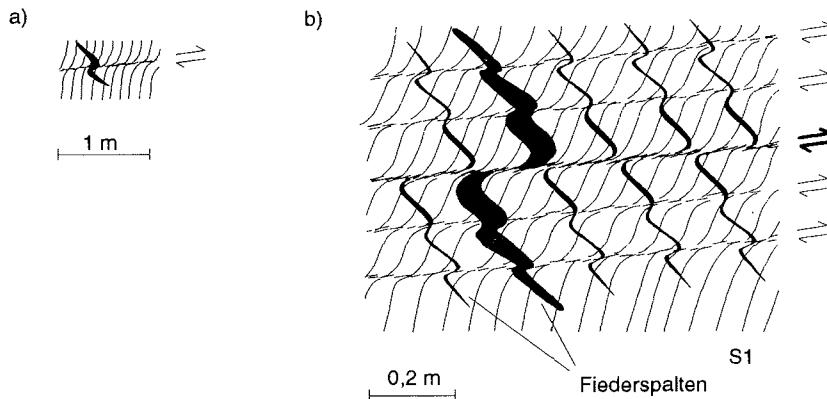


Abb. 4.30: In a) konzentriert sich die Bewegung auf eine Hauptscherfläche. In b) verlagern sich die Versätze auf mehrere Y-Flächen. Dies hat ein "S-förmiges Kurven" der Fiederspalten zur Folge (vgl. Abb. 4.32b).

Die Lage des Strainellipsoids läßt sich für die Randbereiche der Scherzone rekonstruieren. Fiederspalten in nichtrotierten Bereichen - erkennbar an der unveränderten subvertikalen Lage der  $S_1$ -Flächen - geben die Lage der YZ-Ebene des Strainellipsoids wieder. Asymmetrische Crenulationsflächen (P-Flächen), sie fallen mit circa  $70^\circ$  (80/70) mit den Y-Flächen (80/20) ein, repräsentieren die XY-Ebene des Strainellipsoids.

Die Lokalisierung von Drucklösung auf parallel verlaufende Zonen (zonale Schieferung, s.o.) läßt sich folgendermaßen erklären: Drucklösung in Schieferflächen wird weitgehend vom Anteil der mobilen (Quarz, Feldspat) und immobilen Phasen (Phyllosilikate) sowie der Lage deren Kornkontakte zu den Hauptspannungsachsen kontrolliert (vgl. ROBIN 1979). In der Abb. 4.33a nimmt die planare Anisotropie der  $S_1$ -Flächen einen gleich großen Winkel zu der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des Stressellipsoids ein. Der überwiegende Flächenanteil der Quarz-Glimmer-Kontakte liegt in der Schieferungsebene. Erfolgt eine asymmetrische Crenulierung der Schieferflächen (s. Abb. 4.33b), so wird der Winkel zwischen den  $S_1$ -Flächen und der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene im Langschenkel reduziert, im Kurzschenkel und der Faltenumbiegung erhöht. Die Lage von Quarz-Glimmer-Kontakten im Langschenkel ist Drucklösungsprozessen förderlich (s. Abb. 4.33b). In dem stark anisotropen Quarz-Glimmer-Gestein geht die asymmetrische Fältelung der Bildung der Schieferflächen voraus. Der Anteil der Fältelung am Strain nimmt zugunsten der Schieferbildung sukzessive ab. In Katakklasezonen entsprechen diese Crenulationsflächen den P-Flächen von LOGAN al. (1979).

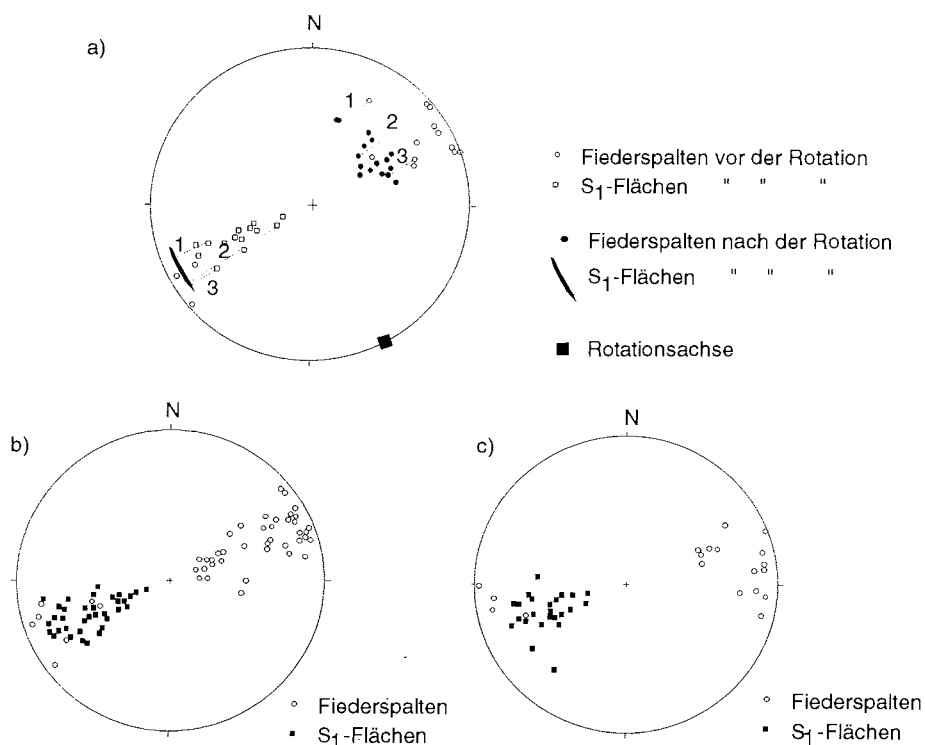


Abb. 4.31: a) Rotation von Fiederspalt und  $S_1$ -Flächen als Flächenpaar. Die Rotationsachse, die  $\pm$  senkrecht zum Bewegungslinear in den Y-Flächen orientiert ist, wurde aus der Krümmung von Fiederspalt abgelesen. Die zugehörigen Y-Flächen sind in Abb. 4.29c wiedergegeben. b) und c) Schieferflächen und Fiederspalt in Westüberschiebungen; b)-zugehörige Y-Flächen sind in Abb. 4.29a und c)-zugehörige in Abb. 4.29b abgebildet.

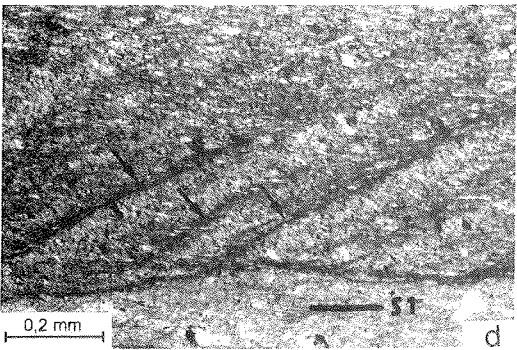
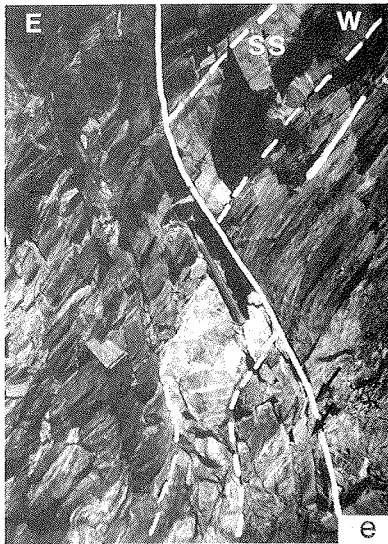
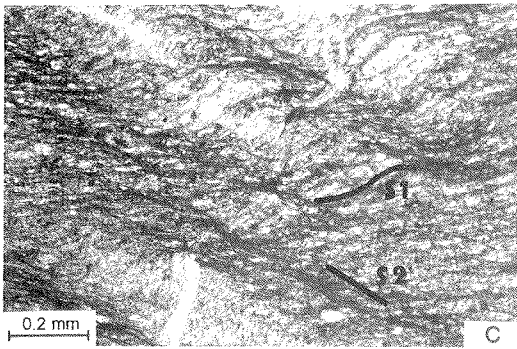
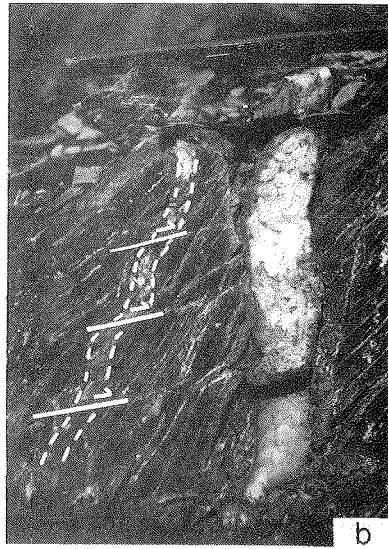
Abb. 4.32a: Fiederspalt im Tonschiefer.  $S_1$  fällt mit ca.  $50^\circ$  nach Osten ein. Untergeordnete Westüberschiebungen (vgl. Abb. 4.30) schleppen  $S_1$  und eine geringermächtige Fiederspalt (linke Pfeile). Die Scherzonen setzen sich erst in einem erheblichen Abstand hinter dem Druckschatten der dicken Fiederspalt fort (rechte Pfeile) (Maßstab: Bleistift).

Abb. 4.32b: Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 4.32a. Die geringermächtige Fiederspalt (nachgezeichnet) wird im Gegensatz zur mächtigen durch untergeordnete Westüberschiebungen geschleppt (Maßstab: Bleistift).

Abb. 4.32c: Crenulierung von  $S_1$ -Flächen mit starker Drucklösung auf den Langschenkeln in unmittelbarer Nähe einer Hauptscherfläche einer Westüberschiebung (Ca 124).

Abb. 4.32d: Lokale Crenulierung von  $S_1$ -Flächen mit Drucklösung auf deren Langschenkel (Pfeile) in unmittelbarer Nähe einer Hauptscherfläche einer Westüberschiebung (Ca 122).

Abb. 4.32e:  $S_1$ -Flächen und schwach mineralisierte T-Flächen (Pfeile, durchgezogene Linie) mit S-förmigem Kurven. Eine steile Rücküberschiebung (Ostaufschubung) (parallel dem Bleistift, Bildmitte) versetzt den Materialwechsel (gestrichelte Linie) (Maßstab: Bleistift).



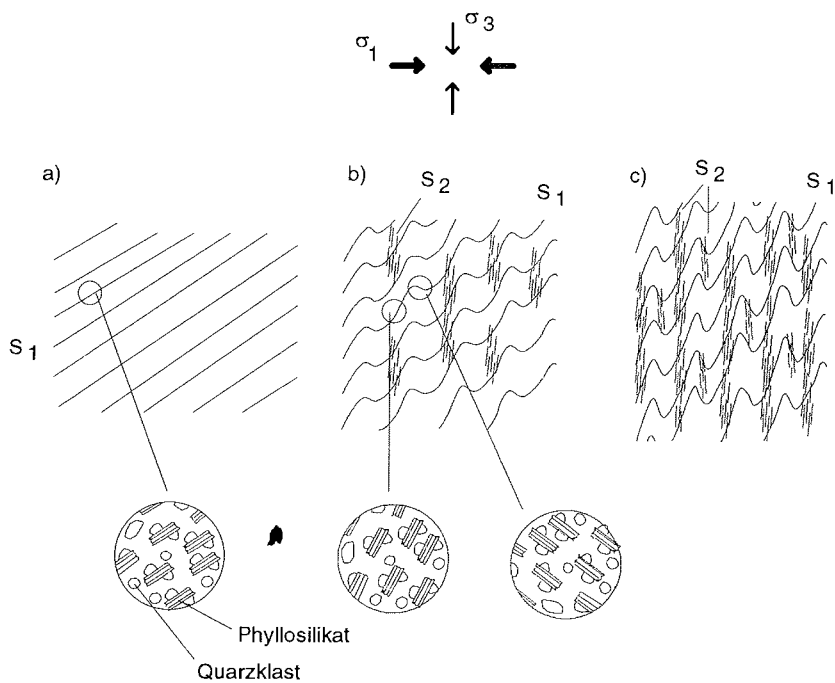


Abb. 4.33: Entwicklung einer Crenulationsschieferung. a)  $S_1$ -Flächen vor der Crenulierung: Die Quarz-Glimmer-Kontakte sind in einer Ebene orientiert. b) Nach Beginn der Faltung sind die Quarz-Glimmer-Kontakte auf den Langschenkeln in einer für die Drucklösung günstigen, in den Kurzschenkeln hingegen in einer ungünstigen Position. c) Mit fortschreitender Faltung geraten die Kurzschenkel ebenfalls in eine etwas günstigere Position, so daß auch hier verstärkt Drucklösungsschieferung wirksam werden kann.

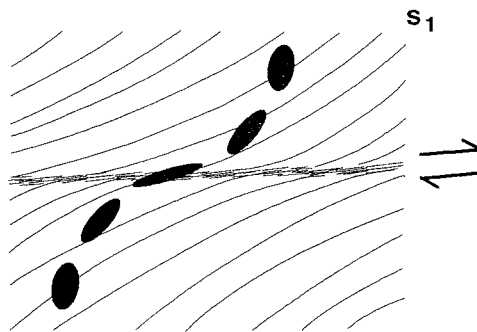


Abb. 4.34 Schematische Darstellung einer Westüberschiebung mit Schleppung der  $S_1$ -Flächen und zugehörigen Strainellipsoiden (die Strainellipsoide geben den durch die Westüberschiebung aufgeprägten Strain wieder). Bei einem Winkel von mehr als  $45^\circ$  zwischen  $S_1$ -Flächen und potentiellen P-Flächen in der XY-Ebene des Strainellipsoids (die beiden äußeren Strainellipsoide) wird eine Crenulationsschieferung wie in Abb. 4.33 dargestellt entwickelt.



Es ist zu beachten, daß die Lage des Strainellipsoids von der Entfernung zur Hauptbewegungsfläche abhängt. In mittelbarer und in unmittelbarer Nähe der Hauptscherflächen (Y-Flächen) ist der Winkel zwischen diesen und der XY-Ebene des Strainellipsoids (P-Flächen) sehr gering. Auch bei steilstehenden  $S_1$ -Flächen ( $80^\circ$  Einfallen mit den Y-Flächen) - in der Regel in größerem Abstand von den Hauptscherflächen - ist der Winkel der Anisotropie ( $S_1$ -Flächen) und potentiellen P-Flächen sehr klein ( $< 20^\circ$ ). Bei annähernder Parallelität von  $S_1$ -Flächen und potentiellen P-Flächen kommt es zu einer Reaktivierung der  $S_1$ -Flächen. Identische Deformationsmechanismen und Mineralneubildungen während des Schieferungsprozesses und der Anlage der Westüberschiebungen (vgl. Kap. 7.1 und 7.2) machen es nahezu unmöglich zu unterscheiden, ob  $S_1$ -Flächen durch Schieferungsprozesse in den P-Flächen überprägt worden sind. Die schematische Skizze in Abb. 4.34 erläutert, daß eine Crenulierung von  $S_1$ -Flächen in einem gewissen Abstand von den Y-Flächen und bei einer Schlepplung der  $S_1$ -Flächen zu erwarten ist. Letzteres wird dadurch gestützt, daß eine Crenulierung von  $S_1$ -Flächen im Zusammenhang mit Westüberschiebungen nur beobachtet werden konnte, wenn das Einfallen der  $S_1$ -Flächen weniger als  $50^\circ$  betragen hat.

#### **4.6.2 Westüberschiebungen in pyroklastischen Brekzien**

Von den dunkel- bis schwarzgrünen pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation heben sich hellgrünfarbene Scherzonen (Färbung durch Epidot, Quarz und Calcit) deutlich ab. Im Gegensatz zu Westüberschiebungen in Tonschiefern (s. Kap. 4.6.1) sind bei Scherzonen in pyroklastischen Brekzien meist scharfe Übergänge zur liegenden und hangenden Scholle zu beobachten. Eine deutliche Schlepplung ist nur entwickelt, wenn die Matrix der pyroklastischen Brekzien eine ausgeprägte erste Schieferung aufweist. Die Schieferung wird in der Regel von Chloriten abgebildet. Diese "umfließt" kompetente vulkanische Klaster oder ist in inkompetenteren Klaster selbst entwickelt. Geschleppt wird auch die ostüberschiebende Schar des konjugierten kompressiven Schersystems.

##### **4.6.2.1 Protokataklasite**

Das Nebengestein von Westüberschiebungen, die massige pyroklastische Brekzien durchschlagen, ist oft zu Protokataklasiten deformiert. Dehnungsbrüche (mineralisierte T-Flächen) bilden einen meist großen Winkel zur Hauptscherfläche (s. Abb. 4.35a). Mehr untergeordnet sind R1-Flächen entwickelt. Desweiteren treten auch X- und R2-Flächen auf. Letztere sind meist an existierende Schwächezonen gebunden. Eine Bezeichnung als X- oder R2-Fläche bezieht sich nur darauf, ob die Fläche mit oder gegen die Bewegung in der Hauptscherfläche einfällt (s. Abb. 4.2.8). Straininkremente (vorwiegend "faserige" Chloritmineralisationen) zeigen den Versatzsinn auf diesen Flächen an. Die Chloritstraininkremente, die häufig in "pull-apart"-Strukturen (hinter Harnischstufen) zu beobachten sind, weisen einen spitzen Winkel zu den Hauptscherflächen auf.

#### 4.6.2.2 Kataklasite

Makroskopisch zeigen die hellgrünen Scherzonengesteine ein sehr straffes Linear. Senkrecht zum Linear sind Dehnungsbrüche ausgebildet, die meist mit Quarz und Epidot mineralisiert sind. Die Kataklasite zeigen eine feinkörnige Matrix, in die meist nur wenige Lithoklasten eingestreut sind (Ultrakataklasit). Zwischen den einzelnen Hauptscherflächen nimmt die Zahl und Größe der meist kantigen Lithoklasten stark zu.

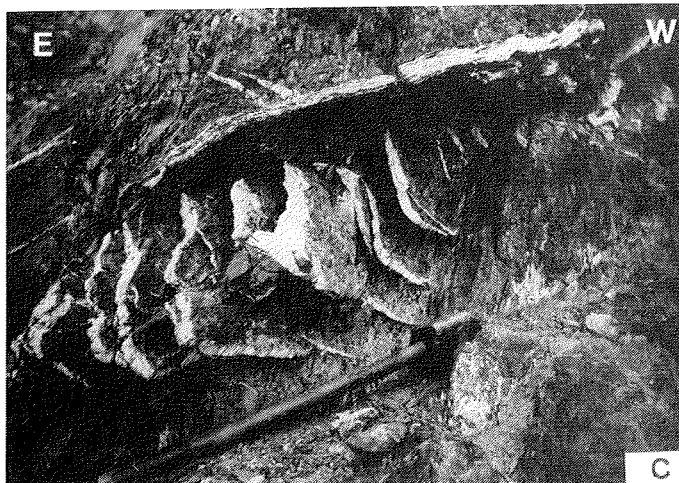
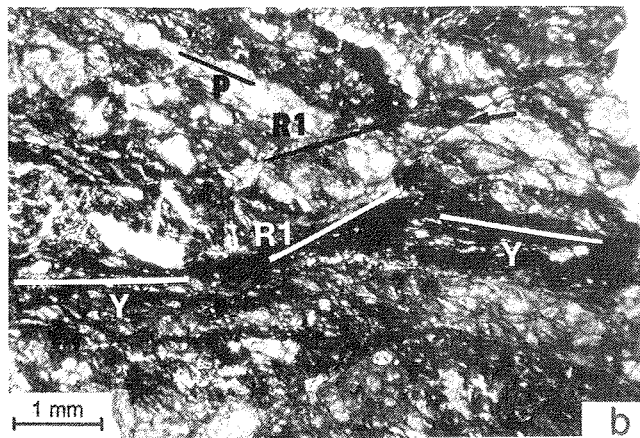
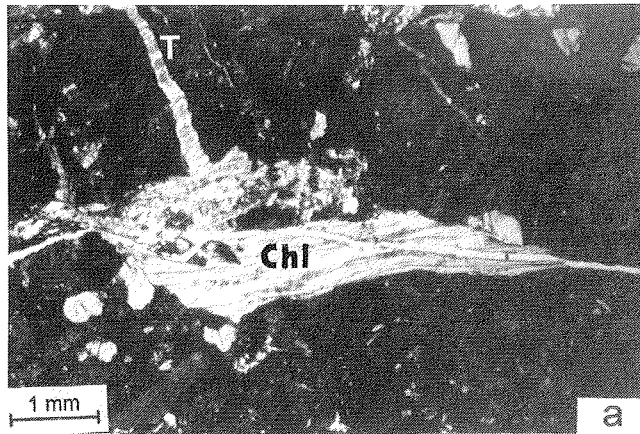
In der Scherzone selbst dominieren Quarz und Epidot als synkinematische Scherzonenmineralisationen, Calcit- oder Chloritmineralisationen sind stark zurückgedrängt. Die Scherzone besteht zu über 90% aus diesen Mineralneubildungen. Quarzstraininkremente in Lagenharnischen oder kleineren "pull-apart"-Strukturen geben die X-Richtung an und sind Schersinnindikator (s. Abb. 7.3a). Bei fortgesetzter Deformation in der Scherzone erfuhren diese Straininkremente starke kristallplastische Deformation (s. Kap. 7.2.1).

Eine Westüberschiebung mit einem Versatzbetrag von circa 20 m ist im Bereich der Erosionsdiskordanz zwischen dem Carryer-Konglomerat und der Glasgow-Formation aufgeschlossen. Das Carryer-Konglomerat, das hier aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonsteinen besteht, wird durch die Westüberschiebung geschleppt (s. Abb. 4.29d und 4.36). Während sich die Überschiebung hier auf einen schmalen Bereich konzentriert, fiedert sie nach Westen im Carryer-Konglomerat auf (s. Abb. 11.1).

Abb. 4.35a: Mit Chloritfasern (Chl) belegte "pull-apart"-Struktur und eine Fiederspalte (T) geben einen dextralen Schersinn wieder (Ca 91).

Abb. 4.35b: R1-Flächen, die untere "verbiegt" eine Hauptscherfläche (Y), geben im Kataklasit einen sinistralen Schersinn an. Die längliche Form der Klasten bildet die X-Richtung (entspricht der kataklastischen Lineation) bzw. die Orientierung der P-Flächen (P) ab. In der Scherzonenentwicklung lösten die R1-Flächen die Bildung von P-Flächen und Bewegungen entlang von Y-Flächen ab (Erläuterungen siehe Kapitel 7.2.3) (Ca 93).

Abb. 4.35c: Westüberschiebung mit Calcit-Quarz-Lagenharnisch und deformierten Fiederspalten im steilgestellten, geröllführenden pyroklastischen Gestein (Maßstab: Hammer).



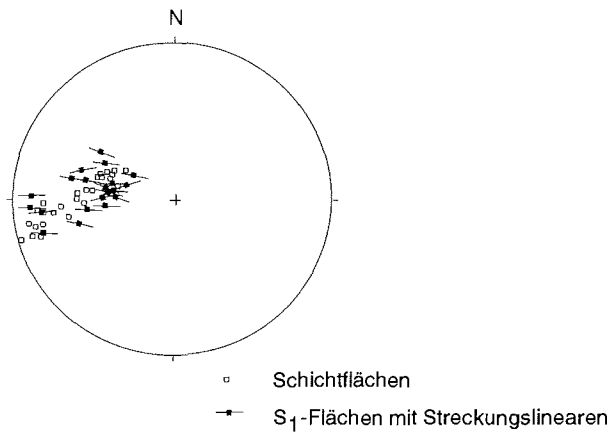


Abb. 4.36: Geschleppte  $S_1$ - und  $S_0$ -Flächen des Carrier-Konglomerats im Liegenden der Westüberschiebung. Die zugehörigen Y-Flächen finden sich in Abb. 4.29d (vgl. auch Abb. 11.1).

#### 4.7 Steile West- und Ostaufschiebungen

Steile West- und Ostaufschiebungen sind meist parallel dem subvertikalen Materialwechsel oder den subvertikalen Schieferflächen entwickelt. Die steilen Aufschiebungen durchschlagen stets die im vorigen Kapitel beschriebenen Westüberschiebungen, wodurch sich die Altersbeziehung zwischen diesen ergibt. Die Altersrelation zwischen steilen West- und steilen Ostaufschiebungen läßt sich nicht eindeutig belegen: Es ließen sich im Gelände bei den subvertikalen Aufschiebungen keine Überschneidungsrelation nachweisen. Lediglich anhand einer subvertikalen Scherzone, die in pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation angelegt worden ist, läßt sich eine Alterbeziehung dokumentieren (s. Kap. 4.7.2). In Dünnschliffen der genannten Scherzone lassen sich zwei Bewegungsphasen erkennen. Während der ersten Phase wurde der östliche

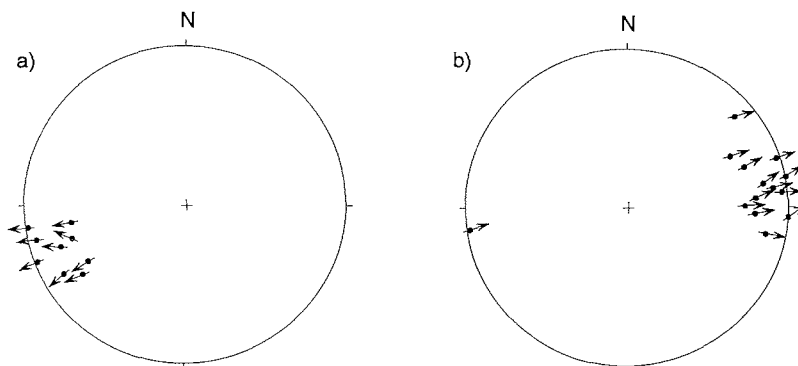


Abb. 4.37: Steile Westaufschiebungen (a) und steile Ostaufschiebungen (b) im bearbeiteten östlichen Profilabschnitt.

Profilteil relativ zum westlichen aufgeschoben. Während der zweiten Phase hat sich der Bewegungssinn genau umgekehrt.

#### 4.7.1 Steile Scherzonen parallel $S_0$ oder $S_1$

##### a) Steile Westaufschiebung im psammitisch-pelitischen Schiefer

Vielen der steilen Scherzonen (west- wie auch ostaufschiebend) ist gemeinsam, daß sie meist parallel einer Anisotropie entwickelt sind, sei es  $S_1$ ,  $S_0$  oder  $S_0$ -parallelen Brüchen. Letztere wurden im frühen Faltungsstadium (prä- $S_1$ ) mineralisiert (s. Kap. 4.2.2). Die ersten beiden Beispiele beschreiben diese Scherzonen.

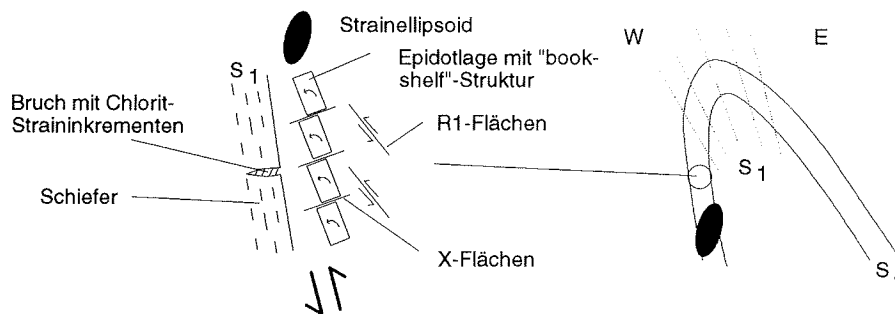


Abb. 4.38: Steile Westaufschiebung. "Bookshelf"-Strukturen in der Epidotlage, R1-Flächen und Chloritmineralfasern geben einen dextralen Bewegungssinn an. Die drei Gefüge sind mit einer Bildung während der Anlage der  $S_1$ -Flächen nicht vereinbar (die ermittelte ungefähre Lage des Strainellipsoids hätte eine  $S_0/S_1$ -Relation zu Folge, die dem Geländebefund widerspricht; s. rechte Skizze).

Abb. 4.38 skizziert den Ausschnitt eines prä- $S_1$  mineralisierten Extensionsbrüches, der schichtparallel an einem Sandstein-Siltstein-Materialwechsel aufgerissen ist. Die Gangfüllung besteht aus grobspätigem Calcit und Quarz sowie gangparallelen Epidotsäumen. Letztere zeigen durch "crack-seal"-Gefüge ein mehrmaliges Aufreißen an, das senkrecht zur Gangbegrenzung erfolgt ist. Im Handstück sind Lineare (80/75) und senkrecht zur Lineation orientierte mineralisierte Brüche (260/15) zu erkennen. Daß diese Lineation nicht während der Anlage der  $S_1$ -Flächen gebildet worden ist, läßt sich folgendermaßen belegen: Die Epidotlagen zeigen eine asymmetrische Boudinierung bzw. "bookshelf"-Strukturen. Im Kontakt Gang/Tonschiefer treten mit Chlorit gefüllte Risse auf. Das Wachstum der faserigen Chlorite ist nicht senkrecht zu den Reißbegrenzungen erfolgt, sondern in einem Winkel von circa  $70^\circ$  (s. Abb. 4.38). Die Skizze in Abb. 4.38 verdeutlicht, daß die Orientierung der Chloritstraininkremente mit während des Schieferungsprozesses aufgerissenen Extensionsbrüchen nicht zu korrelieren ist. Mit Hilfe der "bookshelf"-Strukturen in der Epidotlage, R1-Flächen in einer vorwiegend mit Calciten belegten Lage und der Richtung der Chloritstraininkremente läßt sich der nach Westen gerichtete Bewegungssinn in der Scherzone bestimmen.

Die untersuchte Probe wurde dem Westschenkel eines Sattels entnommen. Die Skizze der Abb. 4.38 zeigt, daß die ermittelte ungefähre Lage des Strainellipsoids eine umgekehrte  $S_0/S_1$  Relation zur Folge hätte, sich die Boudinierung und Reißbildung somit nicht mit der Bildung der Schieferflächen korrelieren läßt. Das "bookshelf"-Gefüge, gebildet bei lagenparalleler Scherung, wird nach der Klassifizierung von HANMER (1986) als "extension fracture boudinage" bezeichnet. In Bezug auf die Scherung ist die Rotation der Boudins synthetisch. Nach der Klassifizierung von LOGAN et al. (1979) entsprechen die Flächen zwischen den Boudins X-Flächen, die Bewegungsflächen parallel dem Materialwechsel den Hauptscherflächen (s. Abb. 4.38).

### **b) Steile Ostaufschiebung im pyroklastischen Chloritschiefer**

Eine weitere steile Scherzone ist in wesentlich inkompetenteren pyroklastischen Chloritschiefern entwickelt. Im folgenden sollen die einzelnen Scherzonengefüge, mit denen der ostaufschiebende Bewegungssinn der Scherzone ermittelt werden konnte, kurz beschrieben werden:

#### **R1-Flächen bzw. "normal slip"-Crenulation**

Eine durch eine straffe Regelung von Chloriten und Hellglimmern ( $S_1$ ) hervorgerufene Anisotropie führte zur Ausbildung von R1-Flächen bzw. einer "normal slip"-Crenulation (s. DENNIS & SECOR 1987). Hierbei kommt es zu einer antithetischen Rotation der  $S_1$ -Flächen (s. Abb. 4.39c).

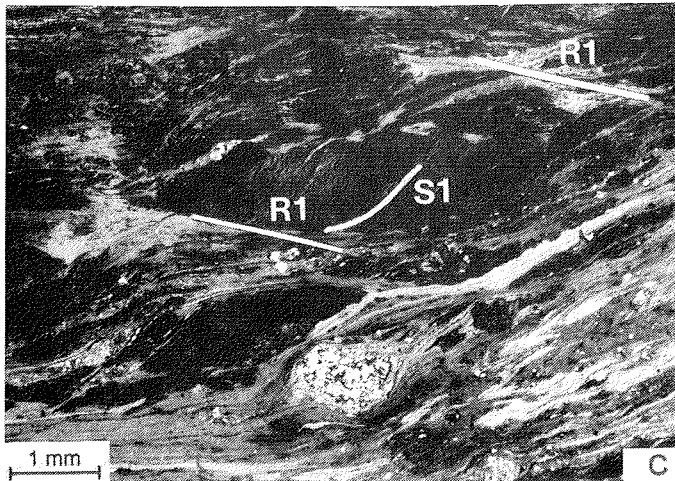
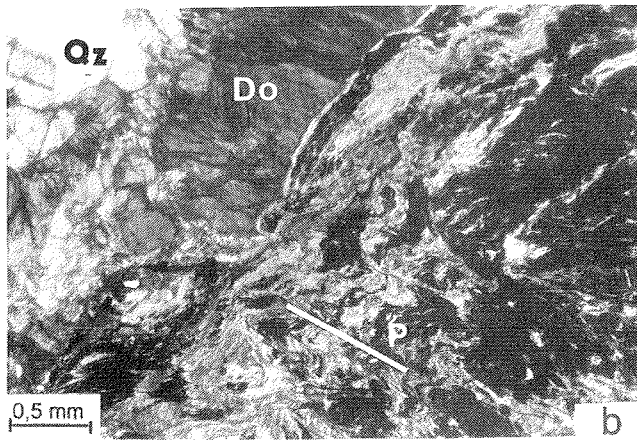
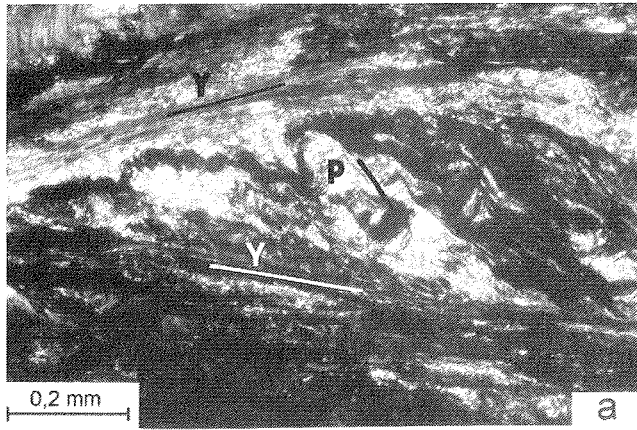
#### **Mikrofältelung**

Im Druckschatten von rigiden Klusten oder boudinierten Quarz-Dolomit-Calcit-Gängen, letztere wurden im frühen Faltungsstadium mineralisiert, weicht die Anisotropie der  $S_1$ -Flächen erheblich von ihrer normalen Orientierung im pyroklastischen Chloritschiefer ab. In den mit **I** gekennzeichneten Bereichen der Abb. 4.40a sind die  $S_1$ -Flächen in einer für die Bildung von R1-Flächen ungünstigen, in einer für eine Crenulierung hingegen günstigen Lage. Die Faltenachsenmittelebene oder neugebildete zonale Schieferflächen bilden die

Abb. 4.39a: Fältelung von  $S_1$ -Flächen zwischen zwei Y-Flächen. Die Orientierung der P-Flächen (Faltenachsenmittelebenen) zu den Y-Flächen gibt einen sinistralen Schersinn an (Ca7).

Abb. 4.39b: Crenulierung von  $S_1$ -Flächen, die im Druckschatten eines rigiden Klusten aus Quarz (Qz) und Dolomit (DO) positioniert sind. Die Faltenachsenmittelebenen entsprechen auch hier P-Flächen (vgl. Abb. 4.40) (Ca 7).

Abb. 4.39c: R1-Flächen in einem Chloritschiefer belegen einen dextralen Schersinn (zugehörige Y-Flächen sind horizontal orientiert) (Ca 7).



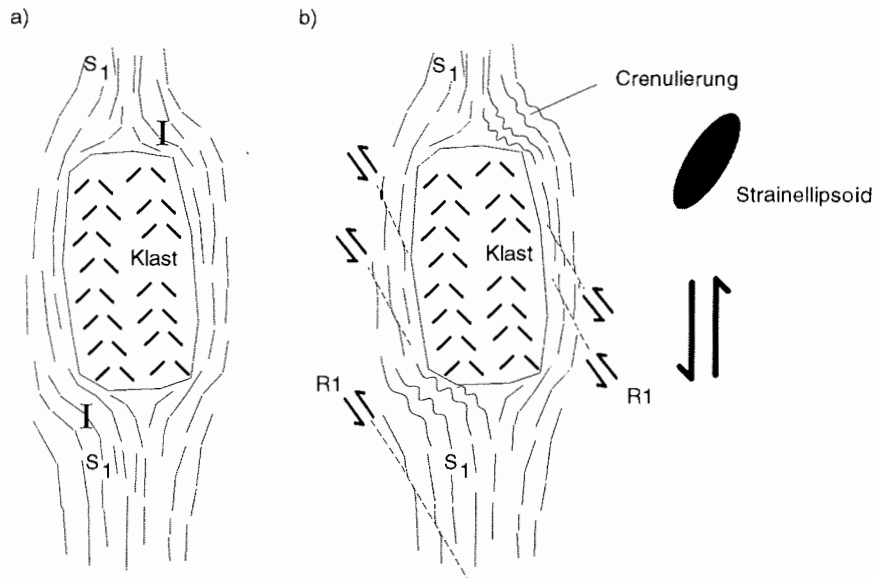


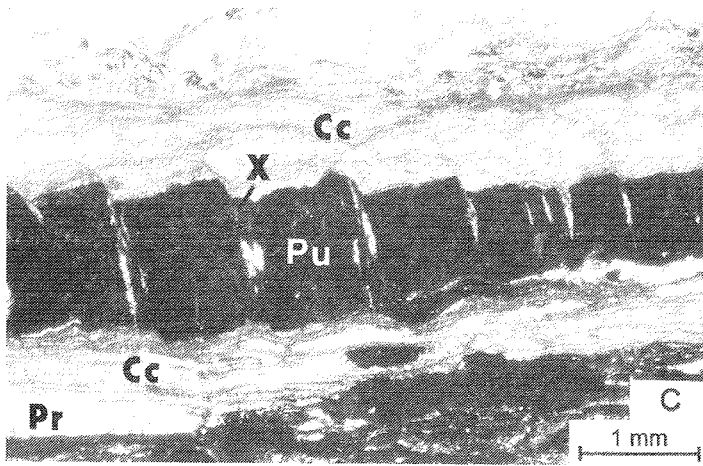
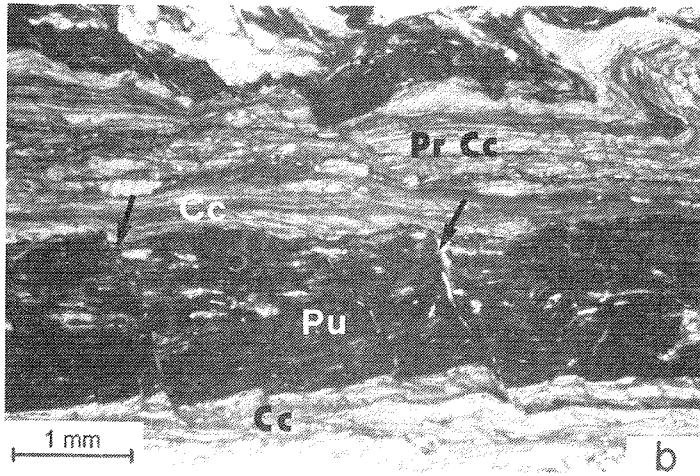
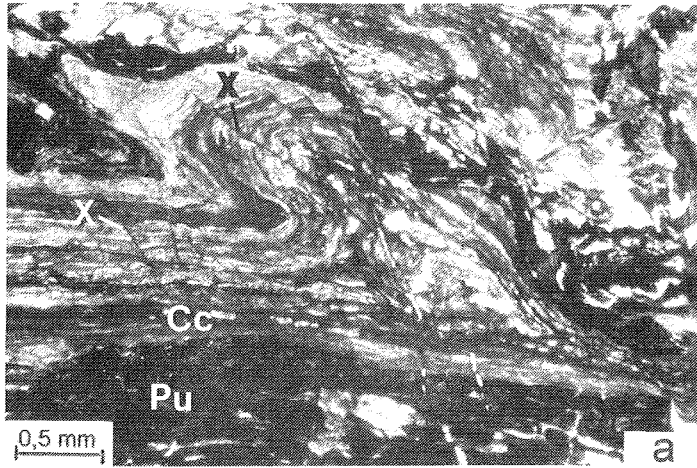
Abb. 4.40: a)  $S_1$ -Flächen umfließen einen rigiden Klasten. b) Bei der Aktivierung der  $S_1$ -Flächen als Scherflächen sind Y-Flächen-parallele  $S_1$ -Flächen in einer für die Bildung von  $R_1$ -Flächen günstigen Position.  $S_1$ -Flächen, die im Druckschatten des Klastes positioniert sind (I), weisen einen großen Winkel zu potentiellen P-Flächen (XY-Ebene des Strainellipsoids) auf. Diese werden crenuliert. Aus der diagonalen Anordnung der gefalteten  $S_1$ -Flächen läßt sich der Schersinn ableiten (vgl. Abb. 4.39b)

Abb. 4.41a: Faltung eines relativ kompetenten Calcit-Prehnit-Lagenharnisches (während der westaufschiebenden Bewegungsphase mineralisiert) über einer inkompetenten feinkristallinen Calcitlage (Cc). Mitgefaltete X-Flächen belegen, daß der Faltung der Calcit-Prehnit-Lage noch eine Dilatation derselben vorausging. Der Schersinn, angezeigt durch die Faltenvergenz der "detachment fold" und der Orientierung der X-Flächen, ist bezüglich der ostaufschiebenden Bewegungsphase sinistral (Pumpellyit (Pu)) (Ca 14).

Abb. 4.41b: X-Flächen (Pfeile) durchschlagen während der westaufschiebenden Bewegung mineralisierte Pumpellyit- (Pu) und Prehnit-Calcit-Lagenharnische (Pr, Cc) und belegen einen sinistralen Bewegungssinn. Der Strain konzentrierte sich bezüglich der ostaufschiebenden Bewegung auf die calcitreichen Zonen (Cc), wo superplastische Verformung vermutet wird (s. Kap. 7.3). Rechts oben ist ein Teil der Abb. 4.41a wiedergegeben (Ca 14).

Abb. 4.41c: Schwache Boudinierung ("bookshelf"-Struktur mit X-Flächen) eines während der westaufschiebenden Bewegung mineralisierten Pumpellyitlagenharnisches (Pu) zwischen zwei, mit feinkristallinem Calcit (Cc) belegten Hauptscherflächen. Der Bewegungssinn ist sinistral. Links unten ist der Rest eines Prehnitlagenharnisches (Pr) zu sehen (Ca 14).





P-Flächen in der Scherzone ab (s. Abb. 4.40b). Aus der Lage der Faltenachsenmittelebenen (P-Flächen) und aus der diagonalen Anordnung der gefalteten  $S_1$ -Flächen im Druckschatten des Klaster läßt sich der Schersinn ermitteln (s. Abb. 4.40b).

### **Vergente Falten**

Das Dünnschliffbild der Abb. 4.39a zeigt eine nur leicht vergente Faltung von  $S_1$ -Flächen und  $S_1$ -parallelen Drucklösungssäumen. Die gefaltete Struktur wird von zwei, mit Hellglimmern belegten Scherflächen begrenzt. Die Faltenachsenmittelebenen, in denen keine scherenden Bewegungen zu sehen sind, entsprechen P-Flächen. Aus der Orientierung der P-Flächen bzw. der Faltenvergenz läßt sich der Bewegungssinn ablesen (s. Abb. 4.39a).

#### **4.7.2 Steile Scherzonen in pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation**

Die massigen pyroklastischen Brekzien besitzen keine ausgeprägten Anisotropien, die für Scherbrüche bzw. Auf- oder Abschiebungen reaktiviert werden könnten. Die im folgenden zu besprechende Scherzone beinhaltet 2 entgegengesetzte Bewegungsphasen und beleuchtet die Altersbeziehung zwischen steilen West- und steilen Ostaufschiebung (zwischen steilen West- und steilen Ostaufschiebungen wurden ansonsten keine Überschneidungen beobachtet).

Die vertikale Scherzone ist in pyroklastischen Brekzien, ca. 150 m östlich der sedimentologischen Grenze von Carrier-Konglomerat und der Sledgers-Gruppe, aufgeschlossen. In der Aufschlußwand fiedert die NNW-SSE-streichende, subvertikale Störung im oberen Teil auf (Höhe der Aufschlußwand circa 150 m). Das grüne Scherzonengestein zeigt eine steilstehende Lineation. Die im Gelände widersprüchlichen Bewegungsindikatoren entpuppten sich im Dünnschliff als zwei entgegengesetzte Bewegungsphasen. Bei der ersten Aktivierung wurde der östliche Profiltteil relativ zum westlichen Profiltteil aufgeschoben, bei der Reaktivierung die westliche gegenüber dem östlichen (Orientierung der Scherzone: ca. 260/85; Bewegungslinear: ca. 260/85). In Kap. 12.1.2.2 werden Argumente angeführt, die darauf hinweisen, daß die steilen West- und Ostaufschiebungen das Produkt eines Kompressions-Regimes sind. Die steile Westaufschiebung wurde von synkinematischer Pumpellyit- und Prehnitbildung begleitet. Dies ist während der späteren ostaufschiebenden Bewegung nicht mehr der Fall gewesen.

##### **a) Westaufschiebende Phase**

Die steile Westaufschiebung fällt in dem eingemessenen Bereich mit 85° nach W ein, so daß es sich im Prinzip um eine steile Abschiebung handelt. Im Aufschluß läßt sich jedoch erkennen, daß die Scherzone in der senkrechten Aufschlußwand nach oben umbiegt, die Scherzone im oberen Teil der Aufschlußwand mit ca. 85° nach Osten einfällt. Da die subvertikalen Scherzonen sehr

wahrscheinlich Ausdruck einer Krustenkompression sind (s. Kap. 12.1.2.2), wird die Bezeichnung Aufschiebung verwendet. Die Scherflächen der ersten Bewegungsphase wurden durch die zweite zerbrochen, gefaltet oder rotiert. Als Schersinnindikatoren konnten Chlorit- und untergeordnet Pumpellyit- und Prehnitmineralfasern verwendet werden, die einen sehr spitzen Winkel zu den Y-Flächen aufweisen (Ausbildung als Pumpellyit-Chlorit-Prehnit-Lagenharnische). Die XY-Ebene des zur Scherzone gehörigen Strainellipsoids bildet ebenfalls einen spitzen Winkel zu den Y-Flächen. Dies zeigt die Position von ebenfalls mit Chlorit, Pumpellyit und Prehnit mineralisierten Fiederspalten (T-Flächen; die senkrecht zu den Bruchflächen orientierten Straininkremente zeigen, daß es sich um Dehnungsbrüche handelt). Auch wurden X-Flächen beobachtet, deren Schersinn meist durch Chloritstraininkremente wiedergegeben wird.

Straininkremente von Calcit oder Quarz sind nur noch untergeordnet als Schersinnindikatoren verwendbar. Drucklösung und kristallplastische Deformation bei der späteren Reaktivierung der Scherzone führten im Gegensatz zu den kataklastisch reagierenden Mineralphasen, Pumpellyit und Prehnit zur weitgehenden Zerstörung dieser Schersinnindikatoren.

Auf weitere Gefüge der steilen Westaufschiebung wird bei der Behandlung der jüngeren ostaufschiebenden Bewegungsphase nochmals eingegangen.

#### **b) Ostaufschiebende Phase**

Im Zuge der steilen Ostaufschiebung wurden die während der westaufschiebenden Bewegungsphase gebildeten Scherzonengefüge rotiert, gefaltet und boudiniert. Insbesondere Lagenharnische mit alternierenden Lagen mit kataklastisch reagierendem Prehnit und Pumpellyit sowie kristallplastisch reagierendem Chlorit, Quarz und/oder Calcit lieferten für die steile ostaufschiebende Bewegung einerseits eine starke Anisotropie und andererseits ausgeprägte Kompetenzkontraste. Für die Bestimmung der Scherrichtung konnten folgende Indikatoren herangezogen werden:

- "Bookshelf"-Strukturen und X-Flächen in kompetenten, 1 mm mächtigen, während der westaufschiebenden Bewegungsphase mineralisierten Lagen aus Pumpellyit und untergeordnet Prehnit (s. Abb. 4.41 und 4.42),
- Schwach vergente Falten in den Lagenharnischen (auch aufrecht, somit ein schlechter Bewegungsindikator) (s. Abb. 4.41c),
- "Normal slip"-Crenulation bzw. R1-Flächen in inkompetenten Chlorit- und Calcitlagen (s. Abb. 4.42b),
- Vergente Faltung der kompetenten Lagen (s. Abb. 4.41a).

## "Detachment fold"

In Abb. 4.41a bildet eine relativ kompetente Lage aus Prehnit und Calcit eine Falte ab. Die Faltenvergenz gibt einen Schersinn an, der mit den übrigen ost-aufschiebenden Indikatoren konsistent ist (s.u.). Es handelt sich hierbei um eine kleine "detachment fold" (vgl. JAMISON 1987). Die Bewegung konzentriert sich in der unterlagernden inkompetenten Lage, die ausschließlich aus feinkristallinem Calcit besteht. Die gefaltete Lage aus Prehnit und Calcit weist zudem "bookshelf"-Strukturen (X-Flächen) auf, die bereits vor der Faltung gebildet wurden und den gleichen Schersinn wiedergeben (s. Abb. 4.41a).

## Lokale Faltung innerhalb der Pumpellyit-Prehnit-Minerallagen

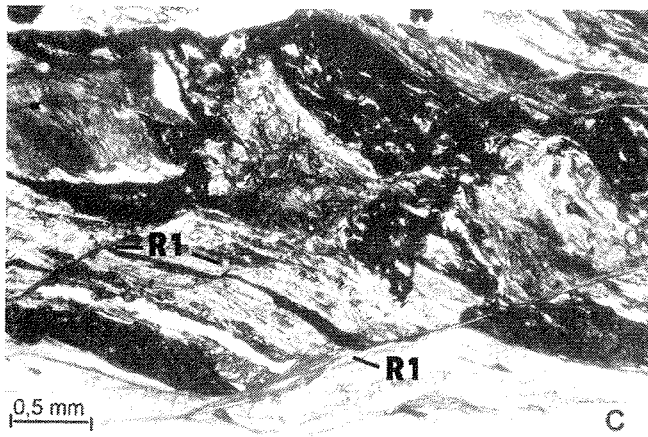
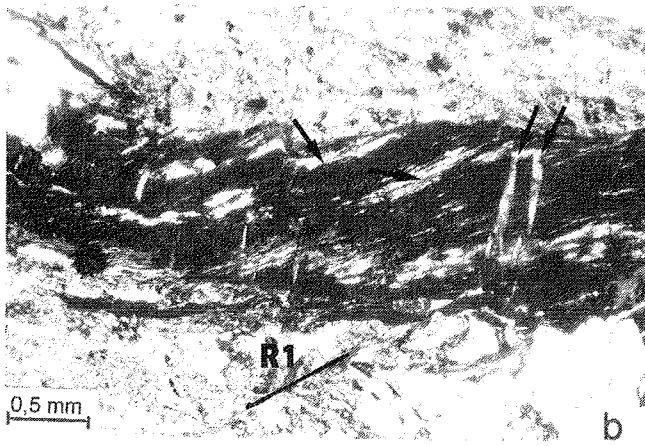
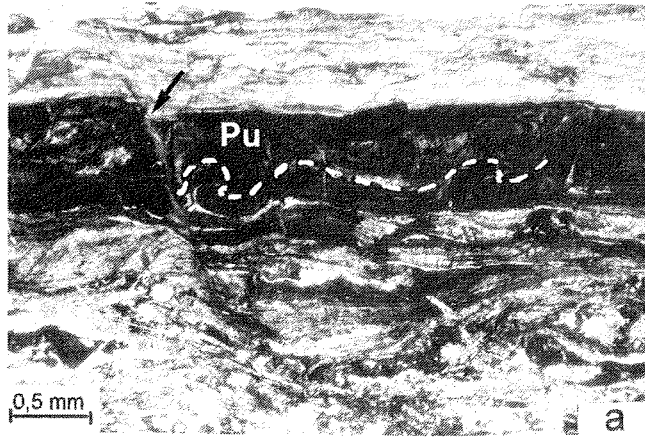
Mikroskopisch sind teils aufrechte, teils schwach vergente, offene Falten in den Y-flächenparallelen Pumpellyit- und Prehnitlagen zu sehen (s. Abb. 4.42a). Die interne Faltung ist der steilen ostaufschiebenden Bewegung zuzurechnen. Eine Faltung innerhalb der spröde reagierenden Lagen wurde durch dünne, lagenparallele inkompetente Einlagerung von Calcit und/oder Chlorit ermöglicht. Die Faltung wird durch "slip" auf den mit Chlorit und Calcit belegten Lagen verursacht. In den inkompetenten Einlagerungen entwickelten sich "Mini-Décollements", die zur Ausbildung der kleinen "detachment folds" (vgl. JAMISON 1987) innerhalb der kompetenten Prehnit-Pumpellyit-Lagenharnische führten. Die Deformation durch interne Faltung der Pumpellyit- und Prehnitlagen wird von der Bildung von X-Flächen ("bookshelf"-Strukturen) abgelöst.

Im Gegensatz zu der oben genannten "detachment fold" in der Prehnit-Calcit-Lage folgt in der von Pumpellyit beherrschten kompetenten Lage auf die Faltung die Bildung der X-Flächen und nicht umgekehrt. Während die Faltung der Prehnit-Calcit-Lage von einer unterlagernden calcitführenden Scherfläche kontrolliert worden ist (s. Abb. 4.41a), wurde die Faltung in der von Pumpellyit dominierten Lage von dünnen Einlagerungen von inkompetenten Calcit- und/oder Chloritlagen in der Pumpellyitlage selbst kontrolliert (s. Abb. 4.42a). R1-Flächen versetzen als jüngstes Gefüge die bisher beschriebenen Gefüge.

Abb. 4.42a: Interne Faltung (durch gestrichelte Linie nachgezeichnet) im Pumpellyit-Lagenharnisch, die durch "slip" auf eingelagerten dünnen Chlorit- und Calcitlagen ausgelöst worden ist. Links ist eine jüngere X-Fläche (Pfeil) ausgebildet. Der Bewegungssinn, angezeigt durch die X-Fläche, ist sinistral (Ca 14).

Abb. 4.42b: Pumpellyitlagenharnisch mit dünnen Einlagerungen aus Calcit- und Chlorit (Straininkremente) (linke Pfeile). Deren Orientierung im Lagenharnisch belegt einen dextralen Schersinn (westaufschiebend). R2-Flächen mit geringem Versatz (rechte Pfeile) und eine R1-Fläche geben einen sinistralen Schersinn an (ostaufschiebend) (Ca 14).

Abb. 4.42c: R1-Flächen, die einen sinistralen Schersinn belegen, führen zu einer antithetischen Rotation älterer Gefüge (Ca 14).



"Bookshelf"-Strukturen bzw. asymmetrische "en echelon"-Boudinage sind Dehnungsstrukturen, interne oder intrafoliale Falten hingegen lagenparallele Kompressionsstrukturen. Letztere entsprechen "contractional composite structures", wie sie von RYKKEID & FOSSEN (1992) in hochmetamorphen Gesteinen beschrieben wurden. Die Änderung in der Ausbildung der Scherzonengefüge ist Folge einer sich verändernden Strainverteilung in der Scherzone selbst. Mit Bildung der ersten X-Flächen wird die intrafoliale Faltung und damit der "slip" in den dünnen eingeschalteten Chlorit- und Calcitlagen der Pumpellyitlage eingestellt. Der "slip/strain" konzentriert sich auf die calcitführenden Lagen, die die Pumpellyitlage begrenzen. Die Strainverteilung wird somit noch heterogener als sie bereits während der internen Faltung gewesen ist. Die "Blöcke" der "bookshelf"-Strukturen zeigen keine Interndeformation mehr. Die von Pumpellyit dominierte Lage wirkt nur noch als starres Paket zwischen den hochgestrainten Calcitlagen. Asymmetrische Dehnungsstrukturen in Richtung der Scherbewegung sind die Folge. Auf die Ursache der zunehmenden Strainkonzentration in der feinkristallinen Calcitlage und die Entwicklung von Kompressionsstrukturen zu Dehnungsstrukturen (Bsp. Pumpellyitlage) und umgekehrt (Bsp. Prehnit-Calcit-Lage) wird in Kap. 7.3 eingegangen.

In einer letzten Phase bilden sich R1-Flächen. Sie sind in Zonen ausgebildet, deren Anisotropie ungefähr parallel zur Scherzone orientiert ist. Aufgrund der hohen Kompetenz weisen Pumpellyitlagen, obwohl die Anisotropie in nicht intern gefalteten Bereichen parallel zur Scherzone liegt, keine R1-Flächen auf.

## 5 Paläospannungsanalyse

Der Klärung des Akkretionsmechanismus in Nordvictorialand dient die Rekonstruktion der zu den einzelnen Deformationsakten zugehörigen Paläospannungsfelder. Für diesen Zweck wurden im Gelände Scherbrüche mit den zugehörigen Verschiebungsvektoren eingemessen. Während sich in rheologisch isotropen Gesteinen mit Hilfe von Extensionsbrüchen lediglich die Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung ermitteln läßt, erlauben konjugierte Scherbrüche die Rekonstruktion der räumlichen Orientierung aller drei Hauptspannungsachsen (ANDERSON 1951, HAFNER 1951, ANGELIER 1984). Die Voraussetzung für diese Methode sind jedoch nur bedingt gegeben: So sollte die Harnischlinie senkrecht zum Schnittlinear der konjugierten Flächen verlaufen und die Scherflächen sollten nach dem Coulomb-Versagenskriterium entstanden sein, wobei der spitze Winkel zwischen den konjugierten Flächen die Richtung der größten Verkürzung enthalten muß. Diese Methode ist zudem streng genommen bei polyphaser Deformation nur auf die erste Deformation anzuwenden und hier auch nur auf isotrope Gesteine (u.a. JAEGER & COOK 1979). Aus diesem Grund wurde die Inversionsmethode angewendet.

### Inversionsmethode

Für die Ermittlung der Spannungsdaten der mehrfach deformierten und anisotropen Gesteine im Arbeitsgebiet wurde die Inversionsmethode angewendet. Neben der Ermittlung der Richtung der 3 kinematischen Hauptachsen gibt die Inversionsmethode auch Information über die Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors ( $R$ ) (CAREY & BRUNIER 1974).  $R$  beschreibt den Spannungstensor abzüglich dessen hydrostatischen Anteils (das Stressellipsoid des hydrostatischen Anteils beschreibt eine Kugel). Für die Anwendung der Inversionsmethode müssen mindestens 4 genetisch zusammenhängende Störungsflächen mit jeweils bekanntem Verschiebungsvektor zur Verfügung stehen. Die Raumlage und das Alter der Scherfläche (z.B. ältere reaktivierte Fläche) spielen keine Rolle. Für die Inversionsmethode wurde ein rechnergestütztes Verfahren von ONCKEN (1988) verwendet.

Für die Ermittlung der Spannungsdaten sollten die folgenden Voraussetzungen erfüllt sein (ARMIJO et al. 1982, ONCKEN 1988, ZULAUF 1990):

- a) Die verwendeten Scherflächen und zugehörigen Lineare müssen bei polyphaser Deformation (unter verschieden orientierten Spannungsfeldern) eindeutig einem Deformationsakt zugeordnet werden können.
- b) Die Gesteinsblöcke zwischen den Scherflächen dürfen nach und während deren Bildung weder eine Rotation noch eine interne Deformation erfahren haben.
- c) Das Spannungsfeld muß innerhalb des betrachteten Untersuchungsbereiches homogen sein (keine starken Anisotropien, keine größeren älteren Störungen und keine hohen Dichteunterschiede).

- d) Der Spannungstensor muß symmetrisch sein und darf kein Drehmoment besitzen.
- e) Die Bewegungen auf den Scherflächen sollten relativ klein sein.

Eine strenge Einhaltung aller Bedingungen ist nicht möglich. Das gilt insbesondere für c). Jedes Gestein im bearbeiteten Profil zeigt Anisotropien unterschiedlicher Stärke (Schichtung und Schieferung). Die erzielten tektonischen Informationen, Orientierung der kinematischen Hauptachsen sowie die Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors, sind dennoch verwertbar. Inwieweit sich die Hauptfehlerquelle, die Gesteinsanisotropie, auf die Qualität der Ergebnisse auswirkt, läßt sich durch einen Vergleich der Ergebnisse, erzielt in schwach und stark anisotropen Gesteinen, herausfiltern (s.u.).

Der Spannungstensor ist definiert, wenn 6 unbekannte Parameter - die Richtungen ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) und die Beträge ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) der orthogonalen Hauptspannungsachsen - bekannt sind. Die drei Eulerwinkel ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) legen die Orientierung der kinematischen Hauptachsen in bezug auf ein geographisches Koordinatensystem fest. Für eine Berechnung der 6 unbekannt Parameter werden neben mindestens 4 Störungsflächen der Auflastdruck und der Reibungswinkel des Gesteins, d.h. der Scherzone benötigt (ANGELIER 1989). Die Ermittlung von Überlagerungsdruck und Reibungswinkel ist häufig nicht oder nur unzulänglich bestimmbar, so daß ein vereinfachtes Berechnungsverfahren zur Anwendung kommt, für das 4 Scherflächen ausreichen.

Der Spannungstensor kann in einen isotropen - durch hydrostatischen Druck bedingten Anteil - und einen deviatorischen Anteil zerlegt werden. Auf die tangentielle Kraft in einer Scherfläche wirkt sich nur der deviatorische Anteil aus, so daß sich die Anzahl der Parameter auf 4 reduziert. Es sind dies die drei Eulerwinkel ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) und das relative Verhältnis der Hauptnormalspannungen (R), welche die Form des reduzierten deviatorischen Tensors bestimmen ( $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  wobei  $0 \leq R \leq 1$ ).

Das "inverse Problem" besteht darin, die drei Eulerwinkel und R zu finden. Die Eulerwinkel und R werden auf numerisch-iterativem Wege solange verändert, bis der theoretische Schervektor mit dem in der Scherfläche gemessenen Linear möglichst gut übereinstimmt. Als Maß für den Fehler, für die Streuung, dient die mittlere Fluktuation F:

$$F = N^{-1} * \sum | \sin < (u_i, v_i) |$$

N gibt die Anzahl der benutzten Scherflächen, u den gemessenen Bewegungsvektor und v den theoretischen Schervektor an. Die Fluktuation kann Werte zwischen 0 und 1 einnehmen, wobei 0 exakte Übereinstimmung zwischen theoretischem und gemessenem Vektor bedeutet (ONCKEN 1989, ZULAUF 1990). Für die Grundlagen des Berechnungsverfahrens wird auf die Literatur von ETCHECOPAR et al. (1981), RECHES (1987), ONCKEN (1989) und PERSHING et al. (1989) verwiesen.



Die Paläospannungsanalyse mittels Inversionsmethode konnte auf das konjugierte kompressive Schersystem und bedingt auf die Westüberschiebungen, jedoch nicht auf die spätere Deformationsakte, steile West- und Ostaufschiebungen, angewendet werden.

Die konjugierten Scherflächen sind unter E-W-Kompression entstanden. Die Form des Spannungstensors zeigt einen zwischen axial ( $\sigma_1 = \sigma_2$  bzw.  $R = 1$ ) und triaxial ( $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$  bzw.  $R = 0,5$ ) gelegenen Spannungszustand an (s. Abb. 5.2). Die Tendenz ist hierbei stärker in Richtung des triaxialen Zustandes gerichtet. Die Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors nimmt eine relativ große, zwischen 0.52 und 0.86 gelegene Spanne ein. Die Paläospannungsanalysen wurden in verschiedenen Gesteinstypen durchgeführt. Die Meßdaten für eine jede Paläospannungsanalyse sind auf definierte Profilabschnitte und Gesteinstypen begrenzt (s. Abb. 3.2 oder 4.1). Im steilsten Faltenschenkel zeigt sich eine deutliche Beziehung zwischen der Form des deviatorischen Spannungstensors und der Gesteinsanisotropie.

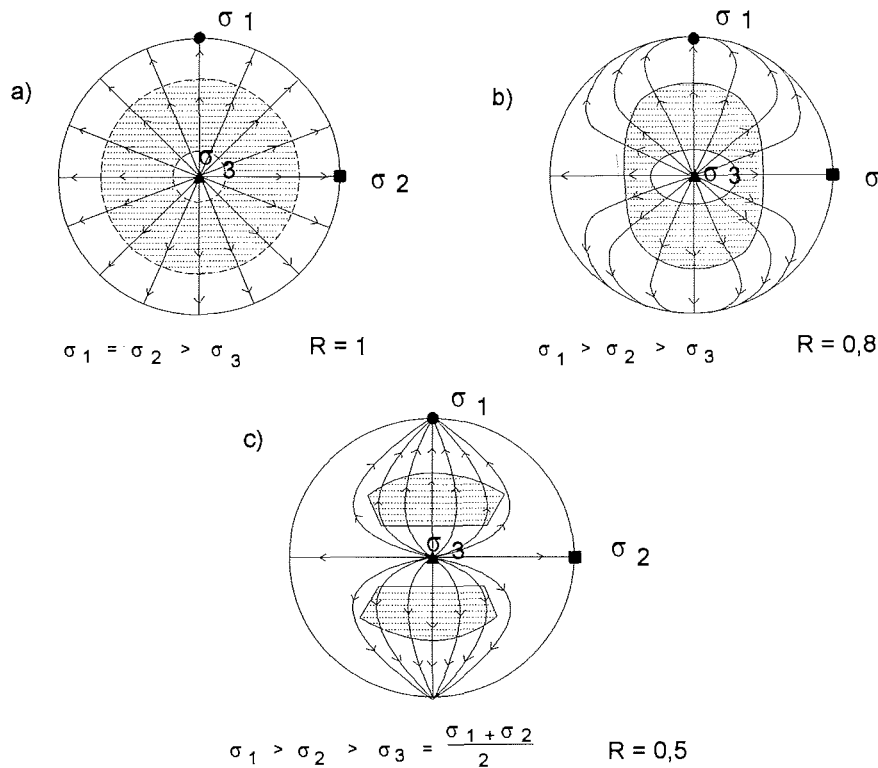
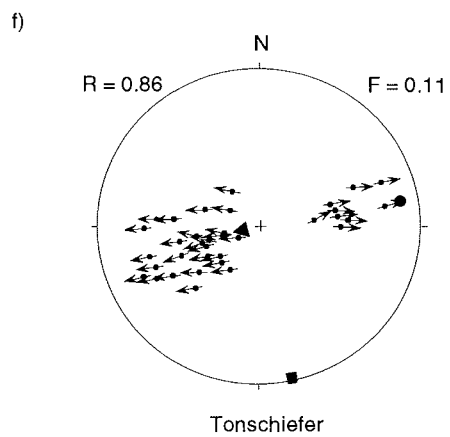
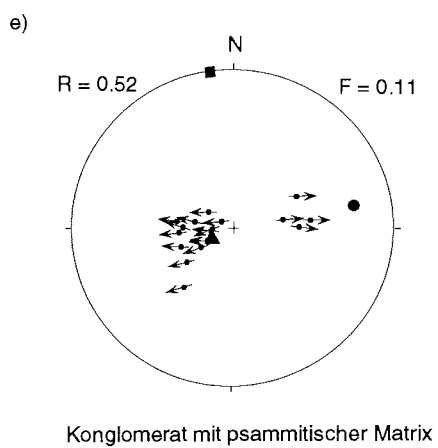
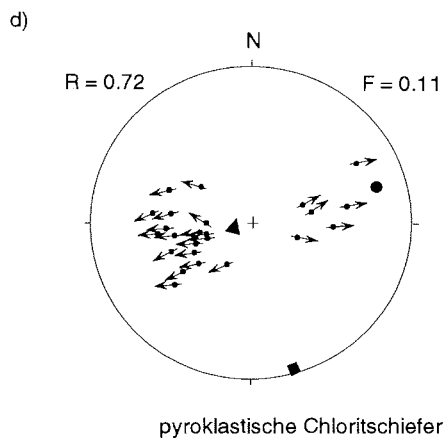
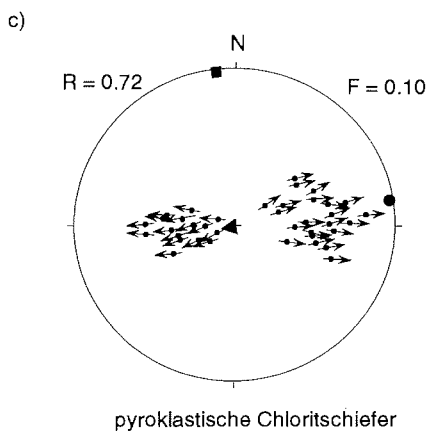
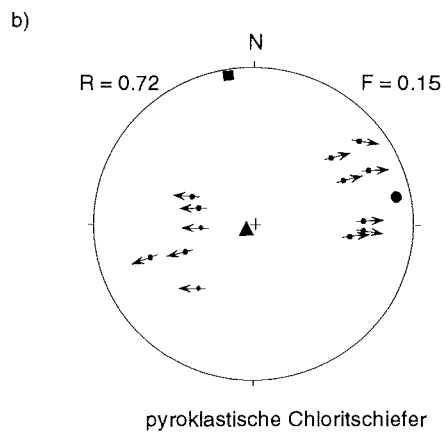
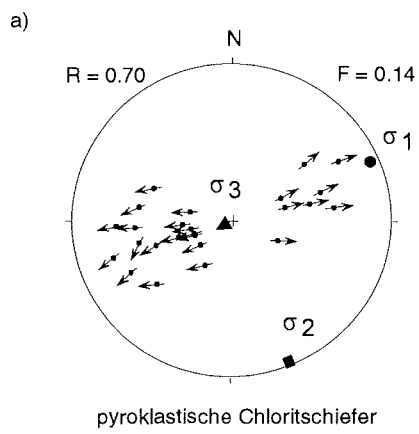


Abb. 5.1: Orientierung des Vektors der Scherspannung im Schmidtschen Netz für drei Spannungsverhältnisse  $R = 1$ ,  $R = 0,8$  und  $R = 0,5$ . Die Scherspannungsrichtungen sind auf den Flächenpol der Scherfläche projiziert (Verfahren von HOEPPENER 1955). Die schraffierten Flächen geben den Bereich an, in dem der Betrag der Scherspannung  $> 75\%$  ihres Maximalwertes ist - in diesen Bereichen liegen in isotropen Gesteinen die Flächenpole von Scherflächen.



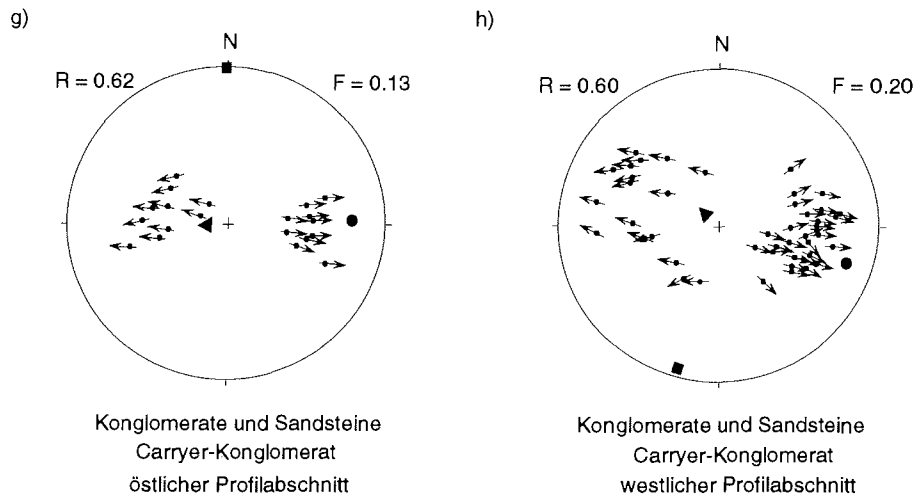


Abb. 5.2: Störungspopulationen mit Richtungen der korrespondierenden Hauptnormalspannungen für das konjugierte Scherflächensystem. Die Lokalitäten der Meßwerte sind in Abb. 3.2 und 4.1 verzeichnet. Von E nach W, entspricht der Reihung von a bis h, ist eine sukzessive Änderung der Lage der kinematischen Hauptachsen zu erkennen (Rotation um die  $\sigma_3$ -Achse; im Uhrzeigersinn).

Kompetente, weil schwach geschieferte Konglomerate und Sandsteine weisen geringe R-Werte (0,52; 0,62), inkompetente und stark anisotrope Tonschiefer und pyroklastische Chloritschiefer hingegen höhere R-Werte (0,70; 3 x 0,72; 0,86) auf. Anisotropien verursachen im allgemeinen lokale Variationen des Spannungsfeldes. Hiervon ist insbesondere der Formparameter R betroffen (ONCKEN 1989). Die stärkere Anisotropie von Tonschiefern und pyroklastischen Chloritschiefern führt zu einer vermehrten Ausbildung von Kompromißflächen zwischen dem theoretischen Scherbruch und den Schieferflächen (s. Kap. 4.4.1.4, vgl. DONATH 1961), zudem werden symmetrische extensionale Knickbänder und Extensionsbrüche, beide gebildet während des vorausgegangenen Schieferungsprozesses, von Scherbrüchen reaktiviert (s. Kap. 4.3.5 und 4.4.1.4). Eine erhebliche Anzahl von Scherflächen liegt aus diesem Grund außerhalb des theoretischen Bildungsbereichs der Scherflächen. Scherflächen, die in ihrem Streichen von der ermittelten  $\sigma_2$ -Richtung abweichen - hier werden besonders Scherflächen betrachtet, die steiler als  $45^\circ$  einfallen - zeigen keine deutliche Tendenz zu schiefen Aufschiebungen, die in Richtung des ermittelten  $\sigma_1$  gerichtet sind. In Abb. 5.1 ist die Orientierung des Schervektors im Schmidtschen Netz für verschiedene Hauptspannungsverhältnisse R wiedergegeben. Die steilen Aufschiebungen in stark anisotropen Gesteinen zeigen eine fast radiale Anordnung des Vektors der Scherspannung, wie sie mit der in Abb. 5.1b vergleichbar ist (vgl. Abb. 5.1b,c mit Abb. 5.2a-d,f). Sie bedingen die hohen R-Werte in den stärker anisotropen Gesteinen. R-Werte zwischen 0,52 und 0,64, ermittelt in Gesteinen mit geringerer Anisotropie, können als zuverlässiger gelten.

Die ermittelten  $\sigma_1$ -Azimute pendeln zwischen  $70^\circ$  und  $105^\circ$ . Im E-W-Profil entlang des unteren Carryer Gletschers nimmt das  $\sigma_1$ -Azimut von E nach W höhere Beträge an (vgl. Abb. 5.2 und 4.1). Während im Osten des Profils die ermittelten  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebenen im Generalstreichen Nordvictorialands liegen, weichen diese im westlichen Profiltail (offen gefaltetes Carryer-Konglomerat) - geringe Entfernung zur Terranegrenze zwischen BT und WT - erheblich vom Generalstreichen ab. Ursache für eine Abweichung von einem übergeordneten Spannungsfeld sind vermutlich Spannungsrefraktionen, wie sie in der Nähe von Terranegrenzen oder des rigidem Blockes des WT zu erwarten sind.

Die Inversionsmethode konnte auch für eine Westüberschiebung, die Tonschiefer durchschlägt, angewendet werden. Hier lag, im Gegensatz zu den übrigen Westüberschiebungen, eine Anzahl von X- und R2-Flächen vor (s. Abb. 5.3), die mit den gemessenen Y-Flächen eine sinnvolle Anwendung der Inversionsmethode ermöglichte. Versuche, die Inversionsmethode anzuwenden, wenn lediglich Y-Flächen vorhanden waren, führten zu wenig sinnvollen Ergebnissen.  $\sigma_3$  plottete meist in unmittelbarer Nähe der Polpunkte der Bewegungsflächen (Y-Flächen) und die Form des deviatorischen Spannungstensors ging meist gegen 1. Eine breite Streuung von Bewegungsflächen scheint für eine sinnvolle Anwendung der Inversionsmethode unbedingt erforderlich zu sein. Dies läßt sich auch anhand des konjugierten Schersystems verdeutlichen. In Abb. 5.3e wurden die drei ostaufschiebenden Bewegungsflächen für die Berechnung des Paläospannungsfeldes herausgenommen. Für die Richtung der kinematischen Hauptachsen und die Form des reduzierten deviatorischen Spannungstensors ergaben sich folgende Werte (in Klammern, die mit den 3 ostaufschiebenden Bewegungsflächen ermittelten Werte):

$$\sigma_1: 93/44 \ (81/15) \quad \sigma_2: 357/6 \ (351/1) \quad \sigma_3: 260/45 \ (257/75)$$

$$R: 0.98 \ (0.52)$$

Die Orientierung der kinematischen Hauptachsen und insbesondere die R-Werte differieren erheblich. Ein R-Wert von 0.98 gibt einen axialen Spannungszustand wieder. Dies würde bedeuten, daß die aufschiebenden Bewegungen allseitig erfolgt sein müßten. Dies stimmt mit dem Geländebefund nicht überein.

Nur für eine Westüberschiebung in Tonschiefern lag eine breite Streuung vor. Die Lage der kinematischen Hauptachsen weisen eine ähnliche Orientierung wie während der Anlage des konjugierten kompressiven Schersystems auf. Der R-Wert zeigt zudem einen ähnlich hohen Betrag (0,84), wie er für konjugierte kompressive Scherflächen in anisotropen Gesteinen ermittelt worden ist (0,70 bis 0,86).

Infolge erheblicher Versatzbeträge (teils bis zu 50 m) kam es im Zusammenhang mit Westüberschiebungen - hiervon sind die Y-Flächen ausgenommen - zu stärkeren Rotationen von Scherzonengefügen (z.B. rotierte Fiederspalten, s. Abb. 4.30 und 4.31). So ist für die steilen X- und R2-Flächen in der Abb. 5.3 eine synthetische Rotation anzunehmen, was eine erhebliche Fehlerquelle bei der Ermittlung des Paläospannungsfeldes beinhaltet.

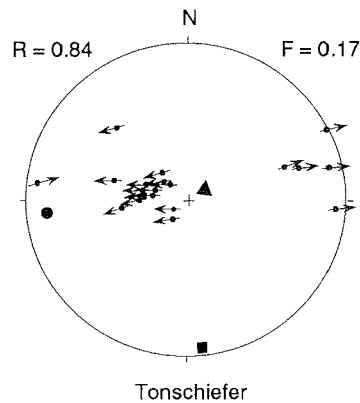


Abb. 5.3: Störungspopulation mit Richtungen der korrespondierenden Hauptnormalspannungen für eine Westüberschiebung in Tonschiefern.

Die Inversionsmethode konnte für steile West- und Ostaufschiebungen - die Scherflächen plotten in einem zu engen Bereich (s.o.) und sie sind meist parallel der Anisotropie von  $S_0$  oder  $S_1$  entwickelt - nicht angewendet werden. An der Form des deviatorischen Spannungstensors sollte sich wenig geändert haben (die Scherzonen liegen im Streichen des BT und die Linere zeigen "dip-slip"-Charakter). Aus diesen Gründen sind Rotationen des Paläospannungsfeldes während der progressiven Gefügeentwicklung (Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen, konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen) im BT nur um die mittlere Hauptdehnungsachse ( $\sigma_2$ ) anzunehmen.

#### Fazit

Die sinnvolle Anwendung der Inversionsmethode beschränkt sich auf das konjugierte Schersystem und mit erheblichen Abstrichen auf Westüberschiebungen. Die Lage von  $\sigma_3$  während der Anlage der Schieferung läßt sich hingegen aus der Orientierung von Straininkrementen auf Extensionbrüchen, die in YZ-Ebene der Schieferung aufgerissen sind, ablesen. Diese stimmt mit der  $\sigma_3$ -Richtung während der Bildung von konjugierten Scherflächen und Westüberschiebungen grob überein. Die Lage der  $S_1$ -Flächen - symmetrische Gefüge belegen annähernde Kongruenz von Deformations- und Spannungsachsen (s. Kap. 10) - deckt sich  $\pm$  mit der ermittelten  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des konjugierten kompressiven Scherflächensystems (vgl. Abb. 5.2 und Abb. 4.2). Der lückenlose Übergang von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen über konjugierte hybride Scherbrüche zu konjugierten Scherbrüchen (s. Kap. 4.4 ff) ist auf ein Abfallen des Fluiddruckes im Gestein zurückzuführen (s. Kap. 12.2). Der "plane strain"-Charakter der Schieferung deutet auf ein triaxiales Spannungsfeld ( $R = 0,5$ ) hin (es ist streng genommen nicht zulässig, aus dem Verhältnis von Deformationsachsen den R-Wert für die Spannungsachsen abzuleiten). Das konjugierte Scherflächensystem reflektiert wie auch die Strainanalysen der  $S_1$ -Flächen (s. Abb. 4.11) annähernd "plane strain". Zudem lag bereits

bei Faltungsbeginn ein annähernd triaxialer Spannungszustand vor ( $R$  um die 0,5). Dies dokumentiert die Orientierung der Straininkremente in  $S_0$ -parallelen Brüchen, die im frühen Faltungsstadium mineralisiert worden sind (s. Kap. 4.2.2). Diese Straininkremente weisen die gleiche Lage,  $\pm$  senkrecht zum Streichen von WT, BT und RBT orientiert, wie die Straininkremente von konjugierten Scherflächen auf. Während der progressiven Gefügeentwicklung von im frühen Faltungsstadium mineralisierten  $S_0$ -parallelen Brüchen über eine Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu konjugierten hybriden Scherbrüchen und schließlich zu konjugierten Scherbrüchen blieb, den gegebenen Argumenten zur Folge, die Orientierung der kinematischen Hauptachsen und die Form des deviatorischen Spannungstensors weitgehend stabil bzw. unverändert. Bedingt gilt dies auch für die jüngeren Westüberschiebungen, steilen West- und Ostaufschiebungen, die ausnahmslos "dip-slip"-Bewegungen zeigen.

Die Ergebnisse der Inversionsmethode reflektieren für das konjugierte Schersystem Kompression ( $\sigma_3$  ist  $\pm$  vertikal, in schwach anisotropen Gesteinen ein annähernd triaxialer Spannungszustand); dies gilt auch für das frühe Faltungsstadium, den Schieferungsprozess und bedingt auch für die später aktiven Über- und Aufschiebungen. Dies ist mit dem von WEAVER et al. (1984), BRADSHAW et al. (1985) und WODZICKI & ROBERT (1987) postulierten Akkretionsmechanismus, der auf große Seitenverschiebungen beruht, nicht vereinbar. Die Ergebnisse der Paläospannungsanalyse sind jedoch mit den plattentektonischen Modellen von GIBSON & WRIGHT (1985), KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a), die ein frontales Andocken von BT und RBT an den aktiven Kontinentalrand des WT fordern, konsistent (s. Kap. 13).

## 6 Strukturgeologische Beobachtungen in der östlichen Lanterman Range und im Mt. Bruce-Gebiet

In den folgenden beiden Kapiteln werden die in der Umgebung des Mt. Bruce beprobten Millen-Schiefer (s. Abb. 1.1) und das bei Index Spur beprobte Lanterman- und Husky-Konglomerat besprochen (s. Abb. 2.2). In den Kapiteln 8.2.1 und 8.2.2 werden die P-T-Daten für die Millen-Schiefer sowie für das Husky- und Lanterman-Konglomerat diskutiert.

### 6.1 Millen-Schiefer in der Umgebung des Mt. Bruce

Zwischen das BT und das RBT schaltet sich ein schmaler, NNE-SSW-streichender, störungsbegrenzter Streifen mit grünschieferfaziellen, vorwiegend metapsammitischen Gesteinen ein (s. Abb. 1.2). Dieser Streifen wurde erstmalig von FINDLAY & FIELD (1982) beschrieben. Für die grünschieferfaziellen Gesteine wurde von FINDLAY & FIELD (1983) der Name "Millen Range schists" eingeführt. Im weiteren Text werden sie kurz als Millen-Schiefer bezeichnet. Das Kapitel beinhaltet eine kurze Besprechung der Deformationsgefüge sowie deren Interpretation. Für die spätere Interpretation des Akkretionsmechanismus und der Erklärung des Deformationsstils im BT und RBT kommt den Millen-Schiefern eine erhebliche Bedeutung zu (s. Kap. 12 ff).

Im Gegensatz zu den westlich lokalisierten Gesteinen der Bowers-Supergruppe und den östlich lokalisierten der Robertson-Bay-Gruppe weisen die Millen-Schiefer nach JORDAN et al. (1984), FINDLAY (1987b) und WRIGHT & DALLMEYER (1992) zwei Schieferungen auf. Dies deckt sich mit den eigenen Beobachtungen. Die eigenen Ergebnisse stützen sich auf Proben, die in der Umgebung des Mt. Bruce genommen wurden (Lokalität s. Abb. 1.1). Im weiteren Text wird infolge der zeitlich begrenzten Geländearbeit vielfach auf die Ergebnisse von FINDLAY & FIELD (1982, 1983), JORDAN et al. (1984), FINDLAY (1987a,b), WRIGHT & DALLMEYER (1992) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991b) zurückgegriffen.

In Übereinstimmung mit JORDAN et al. (1984) und FINDLAY (1987b) konnte beobachtet werden, daß die  $S_1$ -Flächen der Millen-Schiefer eine ähnlich steilstehende Orientierung wie die  $S_1$ -Flächen im BT und RBT aufweisen.

Die  $S_2$ -Flächen fallen nach JORDAN et al. (1984) relativ steil nach E und W ein. B<sub>1</sub>-Achsen und B<sub>2</sub>-Achsen der Crenulationsschieferung liegen auf einem gemeinsamen Großkreis. Die  $S_2$ -Flächenpole sind grob um die  $S_1$ -Flächenpole orientiert (JORDAN et al. 1984, s. Abb. 6.1).

Die zweite Schieferung ist im wesentlichen eine Crenulationsschieferung. Im Vergleich zur 1. Schieferung nimmt bei der zweiten Schieferung die Drucklösung einen höheren Stellenwert ein. Beide Schieferungen sind den Millen-Schiefern unter "low grade"-Bedingungen aufgeprägt worden (s. Kap. 8.2). Weiterhin findet auf den  $S_2$ -Flächen wie auch während der ersten Schieferung synkinematische Chlorit- und Hellglimmerbildung statt. In strafflagigen, d.h. stark anisotropen Talk-Chlorit-Schiefern entwickelte sich anstelle einer

Crenulationsschieferung asymmetrische kontraktionale Knickbänder (s. Abb. 6.2c, vgl. Abb. 4.17d und f).

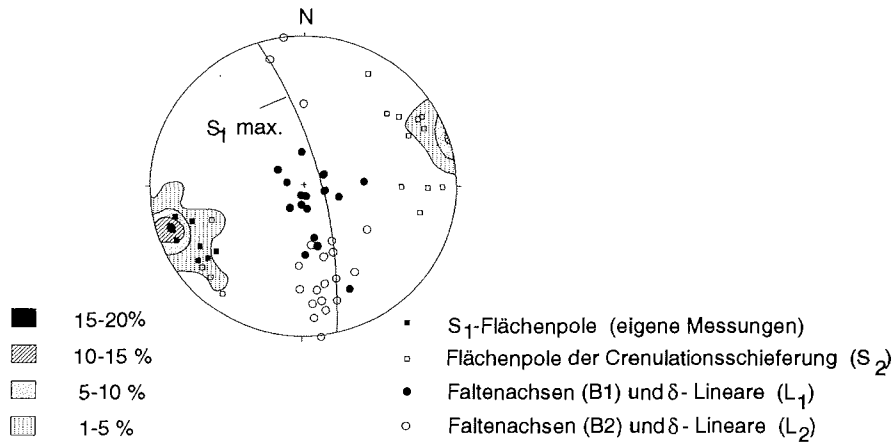


Abb. 6.1: S<sub>1</sub>- und S<sub>2</sub>-Flächen, B1- und B2-Faltenachsen sowie δ<sub>1</sub>- und δ<sub>2</sub>-Lineare in den Millen-Schiefern (aus JORDAN et al. 1984).

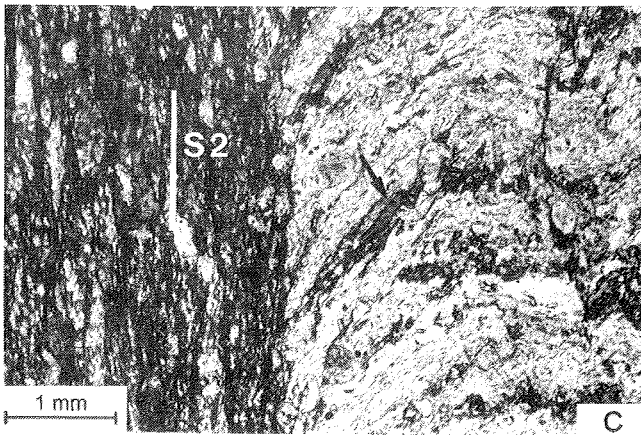
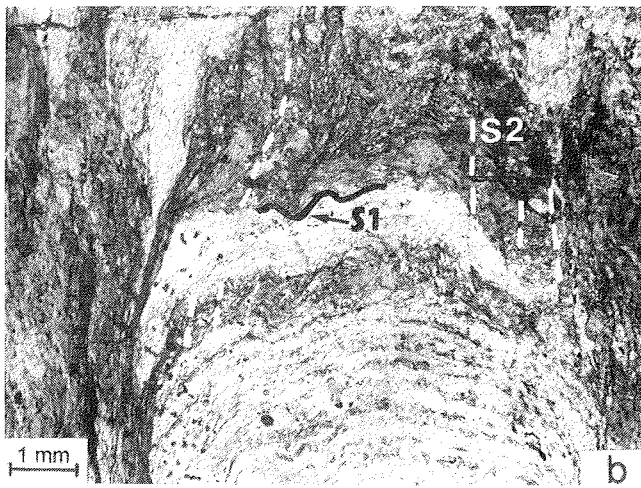
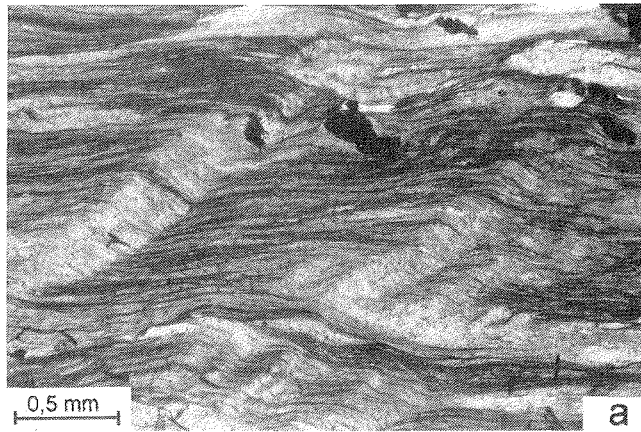
Einem Gestein wird eine zweite Schieferung aufgeprägt, wenn sich die Lage der kinematischen Hauptachsen zur Anisotropie der 1. Schieferung ändert. Die Ursache hierfür kann in einer Rotationsbewegung der Anisotropie, einer Änderung der Lage der kinematischen Hauptachsen oder in einer Kombination aus beiden begründet sein.

Abb. 6.2a: Asymmetrische kontraktionale Knickbandbildung (S<sub>2</sub>) in einem strafflagigen Talk-Chlorit-Schiefer (B1).

Abb. 6.2b: Crenulierung von S<sub>1</sub>-Flächen (S<sub>1</sub> ± parallel S<sub>0</sub>) und Bildung einer 2. Schieferung. Der rechte Bildausschnitt zeigt einen Langschenkel, in dem die 1. durch die 2. Schieferung fast völlig ausgelöscht worden ist. Die S<sub>2</sub>-Flächen (weiße gestrichelte Linien) sind bezüglich der Falte symmetrisch. Gestein: Metapsammite (vgl. Abb. 6.2c) (B 10).

Abb. 6.2c: Die linke Bildhälfte zeigt S<sub>2</sub>-Flächen in einem Langschenkel. Das S<sub>1</sub>-Gefüge ist hier fast völlig ausgelöscht worden. Die rechte Bildhälfte zeigt eine Faltenumbiegung, in der S<sub>1</sub> (durch dunkle Chlorite nachgezeichnet (Pfeil)) durch S<sub>2</sub> crenuliert worden ist (S<sub>2</sub> ist subvertikal). Die starke Anreicherung von Hellglimmern und Chloriten im Langschenkel zeugt von starker Drucklösung während der 2. Schieferung (B 10).





Die zweite Schieferung ist innerhalb der Millen-Schiefer unterschiedlich entwickelt. In psammitischen Quarz-Chlorit-Muscovit (-Serizit)-Schiefern ist sie ausgeprägter als in quarz- und klastenarmen tuffitischen Talk-Chlorit-Schiefern. Der Grund für diese unterschiedliche Intensität - die erste Schieferung ist weitaus homogener - ist der gestiegene Anteil der Drucklösung. Ein ausgewogenes Verhältnis von leicht zu mobilisierenden Quarzen und immobilisierenden Schichtsilikaten, letztere wirken als "Katalysator", bietet bei möglichst geringen Korngrößen günstige Voraussetzung für den Drucklösungsprozeß (s. ROBIN 1979, vgl. Kap. 4.6 und 9.2.1). In feinkristallinen Quarz-Chlorit-Serizit-Schiefern ist die 1. Schieferung teils nur reliktsch zu erkennen.

In psammitischen Schiefen, die hohe Kompetenzkontraste zwischen kompetenten Quarz- oder Schichtsilikatlagen und inkompetenten Quarz-Chlorit-Serizit-führenden Lagen aufweisen, tritt eine ausgeprägte asymmetrische Crenulationsschieferung auf. Zu beobachten ist, daß die Langschenkel, verglichen mit den Kurzschenkeln, stark an Quarz verarmt und reich an syn-S<sub>2</sub> gebildeten Schichtsilikaten sind. Die Ursache hierfür ist, wie bereits im Falle der Crenulationsschieferung im Zusammenhang mit Westüberschiebungen im Profil entlang des unteren Carryer-Gletschers diskutiert (s. Kap. 4.6.1), eine günstige Lage der in der S<sub>1</sub>-Ebene häufigen Quarz-Schichtsilikat-Kontakte zur potentiellen S<sub>2</sub>-Ebene. Während bei einer asymmetrischen Faltung die Langschenkel in die XY-Ebene einrotiert werden, werden die Kurzschenkel in eine noch ungünstigere Position gebracht (vgl. Abb. 4.33). Aus diesem Grund ist die 1. Schieferung in den Langschenkeln nur reliktsch, in den Kurzschenkeln besser und in Faltenumbiegungen am besten konserviert. Im Dünnschliff zeigen mikrogefaltete S<sub>1</sub>-Flächen auf beiden Schenkeln eine asymmetrische Crenulationsschieferung, die auf die Mikrofalte bezogen symmetrisch ist. Deren Mittelebene ist wiederum

Abb. 6.3: Mögliche tektonische Entwicklung der Millen-Schiefer.

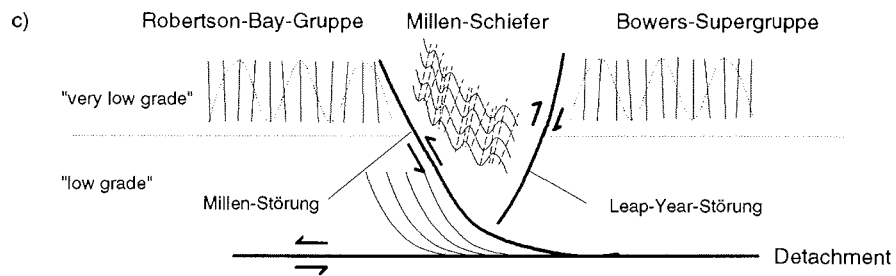
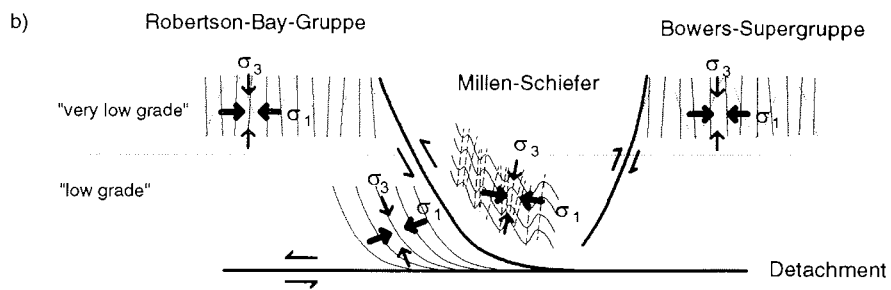
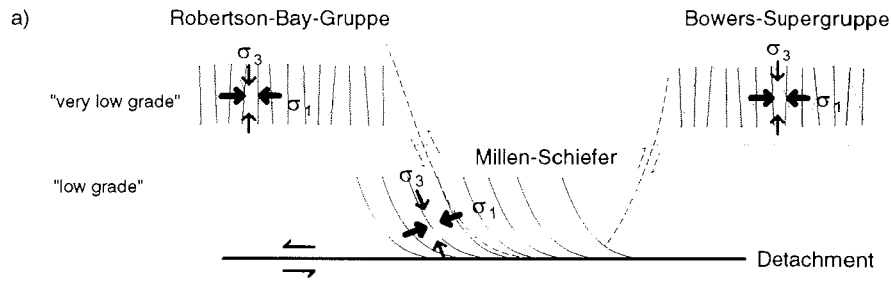
a) Anlage der 1. Schieferung: Robertson-Bay-Gruppe und Bowers-Supergruppe befinden sich in einem höheren tektonischen Stockwerk als die Millen-Schiefer. Die westfallenden S<sub>1</sub>-Flächen über dem Detachment können durch zunehmenden Strain und/oder durch zunehmende rotationale Komponente und/oder durch Spannungsrefraktionen zur Basis des Überschiebungskörpers hin erklärt werden (Metamorphosedaten werden in Kap. 8 diskutiert).

b) Entlang einer Aufschiebung (Millen-Störung) werden die ostfallenden Schieferflächen in eine höhere tektonische Position gebracht. Spannungsrefraktion im Hangenden der Millen-Störung und/oder der größere Abstand zum Detachment bewirkt eine Faltung und Schieferung der S<sub>1</sub>-Flächen der Millen-Schiefer (2. Schieferung: "low grade"-metamorph; s. Kap. 8.2). Die Leap-Year-Störung ist als steile Rücküberschiebung entwickelt.

c) Durch die weitergehende "pop-up"-Bewegung der Millen-Schiefer gelangen diese in ihre heutige Position (s. auch Abb. 12.4d, 12.5d und 13.1e).

E

W



- |  |                             |  |  |
|--|-----------------------------|--|--|
|  | Schichtung, Materialwechsel |  | 1. Schieferung                         |
|  |                             |  | 2. Schieferung in den Millen-Schiefern |

± parallel den  $S_2$ -Flächen, die auf Langschenkeln entwickelt wurden (s. Abb. 6.2b). Ein von FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991b) beschriebenes mylonitisches Gefüge mit S-C-Strukturen (die C-Flächen sollen parallel den  $S_1$ -Flächen orientiert sein) konnte im untersuchten Probenmaterial nicht beobachtet werden. S-C-Gefüge sind aus folgenden Gründen in den Millen-Schiefern nicht zu erwarten: Die Entwicklung von S-C-Gefügen ist insbesondere an isotrope Gesteine geknüpft. In anisotropen Gesteinen wie den Millen-Schiefern wäre zu erwarten, daß sich im Zusammenhang mit Scherzonen, die parallel den  $S_1$ -Flächen orientiert sind, ECC-Gefüge entwickeln würden (vgl. BERTHE et al. 1979).

Spannungsrefraktionen, d.h. lokale Änderungen der Orientierung der Hauptspannungsachsen, sind in kompressiven Regimen im Bereich von Überschiebungsbahnen oder "flat and ramp"-Strukturen zu erwarten (u.a. ONCKEN 1989). WRIGHT & DALLMEYER (1992) interpretieren die zweite Schieferung als "thrust"-bezogene Schieferung, entwickelt, als das BT über das RBT geschoben worden sein soll. Dieser Zusammenhang wird jedoch von WRIGHT & DALLMEYER (1992) lediglich postuliert, ohne Angabe strukturgeologischer Daten. Die von FINDLAY (1987a,b) (s. auch WRIGHT & DALLMEYER 1992) beschriebene Überschiebung zwischen Millen-Schiefern und der Robertson-Bay-Gruppe kann zu dieser Spannungsrefraktion geführt haben.

Mit Annäherung an Scherzonen oder Abscherhorizonte wird der Winkel zwischen Schieferung (XY-Ebene des finiten Strainellipsoids) und dem Detachment kleiner. Dies wurde auch im Zusammenhang mit Westüberschiebungen im Profil entlang des unteren Carryer-Gletschers erkennbar (s. Abb. 4.6.1). Die Abb. 6.3 zeigt eine mögliche Entwicklung der tektonischen Gefüge in den Millen-Schiefern.

Die Anlage der 1. Schieferung in den Millen-Schiefern, die nach JORDAN et al. (1984) und FINDLAY (1987b) (s. auch Kap. 12.3) mit der prägenden Schieferung im BT und RBT gleichgesetzt wird, erfolgte in Sedimenten und Vulkaniten der heutigen Millen-Schiefer in einem tieferen Krustenniveau als die Deformation des BT und RBT (bezogen auf das heute aufgeschlossene Krustenniveau) (s. Kap. 8). Dies läßt sich durch temperatursensitive Verformungsgefüge und Mineralparagenesen belegen (s. Kap. 8.2). Eine E-Vergenz der  $S_1$ -Flächen in den Millen-Schiefern ergibt sich durch die Nähe zum Abscherhorizont (s. Abb. 6.3a): Zur Basis des Überschiebungskörpers hin ist eine Strainzunahme und eine zunehmende rotationale Komponente anzunehmen. Zusätzlich ist damit zu rechnen, daß das lokale Stressfeld unmittelbar über dem Abscherhorizont eine andere Orientierung als das übergeordnete Spannungsfeld aufweist (s. Abb. 6.3a). Wenn die Millen-Schiefer entlang einer Aufschiebung in eine höhere tektonische Position gebracht werden, kann man davon ausgehen, daß sich die Lage der  $S_1$ -Flächen zu den kinematischen Hauptachsen ändert (z.B. durch eine antithetische Rotation der  $S_1$ -Flächen im hangenden der Aufschiebung, s. Abb. 6.3b). Wird der Winkel zwischen den  $S_1$ -Flächen und der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des lokalen Spannungsfeldes größer als  $45^\circ$ , wird diese asymmetrisch gefaltet und geschiefert (s. Abb. 6.3b). Die Dünnschliffbeobachtungen zeigten, daß keine Änderung, sondern nur eine Verschiebung der Deformationsmechanismen stattfand. Die Verschiebung des Verhältnisses von kristallplastischer

Quarzdeformation und Drucklösung in Richtung letzterer kann ein Hinweis darauf sein, daß die S<sub>2</sub>-Crenulationsschieferung den Millen-Schiefern bei sinkenden Temperaturen aufgeprägt worden ist. Die sinkende Temperatur ist vermutlich ein Folge der sukzessiven Heraushebung der Millen-Schiefer (s. Abb. 6.3b,c). Gestützt wird diese These dadurch, daß die Temperatur in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe während der progressiven Gefügeentwicklung weitgehend stabil geblieben ist (s. Kap. 8.1.2).

Der Abb. 6.1 ist zu entnehmen, daß es zwei Flächenscharen von asymmetrischen Crenulationsflächen gibt (in Aufschlüssen wurde selbst nur die ostfallende Schar beobachtet). Im Dünnschliff ist hingegen eine unterschiedliche Orientierung der asymmetrischen Crenulationsflächen in den Faltenumbiegungen zu sehen (s. Abb. 6.2b,c). Bei einer Übertragung der Dünnschliffbeobachtungen auf Großstrukturen wäre die westfallende Schar in Kurzschenkeln von Falten höherer Ordnung zu erwarten. Bei der zu knapp bemessenen Geländezeit und geringen Aufschlußzahl wurden westfallende Crenulationsflächen eventuell übergangen.

Eine von FINDLAY (1987b) beschriebene dritte Schieferung konnte im untersuchten Probenmaterial nicht nachgewiesen werden. Eine endgültige Klärung der Überschiebungstektonik im Grenzbereich RBT und BT - siehe hier die Diskussion zwischen FINDLAY (1992) und WRIGHT & DALLMEYER (1992) - können nur detaillierte Geländearbeiten bringen, für die während GANOVEX VI nicht genügend Zeit zur Verfügung stand.

## **6.2 Lanterman- und Husky-Konglomerat bei Index Spur in der östlichen Lanterman Range**

Bei Index Spur, daß an der Terranegrenze zwischen Bowers Terrane und Wilson Terrane lokalisiert ist (s. Abb. 2.2), sind von Westen nach Osten "medium grade"-Gneise der Lanterman-Metamorphite, metapsammitische Konglomerate (Lanterman-Konglomerat), metapyroklastische Konglomerate und Brekzien (Husky-Konglomerat) und "very low grade"-metamorphe Sedimente der Molar-Formation aufgeschlossen. Diese lithologischen Einheiten werden nach GIBSON (1984) durch steile Scherzonen separiert (s. Abb. 1.1 oder 2.2). Das Husky-Konglomerat umfaßte nach LAIRD et al. (1982) und WODZICKI et al. (1982) ursprünglich nur die schwächer metamorphen Anteile der metapyroklastischen Konglomerate und Brekzien. Die höher metamorphen Anteile der metapyroklastischen Gesteine wurden von LAIRD et al. (1982) und WODZICKI et al. (1982), zusammen mit den metapsammitischen Konglomeraten und Gneisen der östlichen Lanterman Range, der Wilson-Gruppe zugerechnet. GREW & SANDIFORD (1982) rechneten das von LAIRD et al. (1982) definierte Husky-Konglomerat ebenfalls der Wilson-Gruppe zu. Die aktuelle Gliederung der lithologischen Einheiten in der Lanterman Range findet sich bei GIBSON (1984): Aufgrund des tektonischen Kontaktes zwischen den Gneisen der Lanterman Range und den metapsammitischen Konglomeraten trennt GIBSON (1984) letztere von den Gneisen ab und nennt die metapsammitischen Konglomerate Lanterman-Konglomerat. Weiterhin ordnet GIBSON (1984) sämtliche metapyroklastischen Konglomerate und Brekzien dem Husky-Konglomerat zu und trennt

diese, aufgrund des tektonischen Kontaktes, von den Gesteinen der Bowers-Supergruppe ab.

In den Aufschlüssen bei Index Spur führt das meist dunkelgrün gefärbte Husky-Konglomerat Klasten aus überwiegend mafischem Material (pyroklastisches Material, Vulkanitklasten, teils auch Plutonitklasten). Da eckige Klasten gegenüber Geröllen in der Mehrzahl sind, ist das Husky-Konglomerat vielmehr eine Metabrekzie. In der inkompetenten Matrix und in inkompetenten Klasten des Husky-Konglomerats werden die Schieferflächen durch Chlorite, aktinolitische Hornblenden und untergeordnet Biotite abgebildet. Die von GIBSON (1984) erwähnten metamorphen Paragenesen Albit, Epidot, Quarz und Muscovit wurden ebenfalls beobachtet.

Die Matrix und die Klasten des bei Index Spur aufgeschlossenen leukokraten Lanterman-Konglomerats bestehen aus metapsammitischem Material. Die Schieferflächen werden in der Matrix und den Geröllen durch Biotit und Muscovit abgebildet. Desweiteren findet sich vollständig rekristallisierter Quarz, feinverteilter Epidot und Alkalifeldspat. Der von GIBSON (1984) beschriebene Klinozoisit konnte nicht nachgewiesen werden. Wie bereits von KLEINSCHMIDT & SKINNER (1981) und GIBSON (1984) beschrieben, zeigen die metapsammitischen Gerölle des Lanterman-Konglomerats eine ältere Schieferung, die auf ein metamorphes Liefergebiet schließen läßt. Diese Schieferung, die durch das prägende  $S_1$  deformiert wird, wird ebenfalls durch Biotit und Hellglimmer abgebildet.

Bestätigt werden kann auch die Beobachtung von GIBSON (1984), daß die Gerölle und Klasten des Husky-Konglomerats kein älteres metamorphes Gefüge enthalten. Somit müssen diese einem unmetamorphen Abtragungsgebiet entstammen. Die prägenden, meist steilstehenden  $S_1$ -Flächen im Lanterman- und Husky-Konglomerat sind im Generalstreichen Nordvictorialands orientiert (NNW-SSE). Im Husky- und im Lanterman-Konglomerat läßt sich beobachten, daß die  $S_1$ -Flächen crenuliert werden, es lokal zur Bildung eines  $S_2$ -Flächengefüges gekommen ist. Im Gelände gewinnt man den Eindruck, daß die Faltung der prägenden  $S_1$ -Flächen im Lanterman-Konglomerat ausgeprägter als im Husky-Konglomerat ist. Der Deformationspfad des Husky- und Lanterman-Konglomerats ist dennoch identisch (vgl. GIBSON 1984, s. Kap. 8.3). Bezüglich weiterer strukturgeologischer Detailinformationen sei auf GIBSON (1984) verwiesen. Im Kapitel 8.3 wird auf die P-T-Bedingungen des Husky- und Lanterman-Konglomerats eingegangen. Die tektofazielle Stellung der beiden Konglomerate wird in den Kapiteln 11.3 bzw. 11.3.1 diskutiert.

## **7 Deformationsmechanismen in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe im Gebiet des unteren Carryer Gletschers**

Die Deformationsmechanismen in den bearbeiteten Gesteinen der Bowers-Supergruppe werden in Anlehnung an KNIPE (1989) in drei Kategorien eingeteilt.

1. Massentransport mittels Kriechen durch Drucklösung. Der Strain ist mit der Umverteilung von Material durch Advektions- (offenes Fluidsystem) und untergeordnet Diffusionsprozesse (geschlossenes Fluidsystem) assoziiert. Der Prozeß des Kriechens durch Drucklösung ist dreigeteilt: a) Lösung von Material an der "Quelle" (Schieferflächen, Lösungszonen bzw. "dissolutions sites" (COX & ETHERIDGE 1989)); b) Transport des druckgelösten Materials durch Advektion und Diffusion entlang von Wegsamkeiten (Mikrorisse, Korngrenzen) und c) Ausfällung des druckgelösten Materials im Druckschatten und auf Extensionsbrüchen ("microfracture sites" (COX & ETHERIDGE 1989)) oder Abtransport aus dem System (großräumiger advektiver Massentransport).
2. Kristallplastische Verformung (Versetzungskriechen). Auf der einen Seite Kaltbearbeitung durch Bewegung von Dislokationen oder durch Druckverwilligungen in Kristallen, auf der anderen durch Warmbearbeitung mittels straininduzierter Grenzflächenwanderung, Subkornbildung und dynamischer Rekristallisation (NICOLAS & POIRIER 1976).
3. Kataklyse: Reibungsabhängiges Gleiten ("frictional grainboundary sliding"), Brüche und kataklastisches Fließen.

Zusätzlich zu den drei Deformationsmechanismen wird in feinkristallinen Kalkgesteinen von mir auch superplastische Verformung vermutet.

Deformationsprozesse werden in "very low grade"-metamorphen Terranes gewöhnlich vom Porenlösungstransport im Zusammenwirken mit Drucklösungs- und Ausfällungsprozessen kontrolliert (DURNEY 1972, BORRADAILE et al. 1982, RUTTER 1983, ETHERIDGE et al. 1984, GREEN 1984). Schieferbildung in Sedimenten ist unter anchimetamorphen und "very low grade"-metamorphen Bedingungen im allgemeinen durch heterogenen Strain und den Erhalt der ursprünglichen Textur der meisten Gesteine charakterisiert (GROSHONG 1988) und beruht auf einer Wechselwirkung zwischen Gesteinen und Fluiden (Drucklösung, Lösung, Diffusion in Fluidfilmen, Advektion durch Fluidzirkulation) bei niedrigen effektiven Spannungen, die plastische Deformation beund/oder verhindern (RUTTER 1976, 1983, ENGELDER & MARSHAK 1985). Zusätzlich zu diesem Mechanismus (1, s.o.) kommt ein Anteil kristallplastischer Deformation (2) hinzu (GROSHONG 1988). Im allgemeinen erfolgt Plastizität bei "low temperature"-Deformation durch Versetzungsgleiten ("dislocation gliding on slip planes") (ASHBY & VERRALL 1977). Die hierbei entstehenden Deformationsgefüge sind Deformationslamellen, Deformationsbänder oder Druckverwilligung. Für diese wird als synonyme Ausdruck "low temperature ductile fractures" gebraucht (LLOYD & KNIPE 1992). Demgegenüber werden

straininduzierte Grenzflächenwanderung, Subkornbildung und dynamische Rekristallisation, die ebenfalls bei niedrigen Temperaturen auftreten (ATKINSON 1977, GROSHONG 1988), durch Versetzungsklettern ("dislocation climb") mittels Diffusion gesteuert (s. auch NICOLAS & POIRIER 1976, KNIPE 1989). Kataklastische Mechanismen (3) treten während des Schieferungsprozesses im bearbeiteten Profil nur in Gestalt von Extensionsbrüchen auf. Bei den späteren Deformationsakten (konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen) wird mit der Lokalisierung des Strain auf Scherzonen die Kataklastik, neben den weiter aktiven Mechanismen 2 und 3 (s.o.), ein bedeutender Faktor.

### **7.1 Deformationsmechanismen während des Schieferungsprozesses**

Für die Schieferung sind im bearbeiteten Profil Massentransport durch Advektion und/oder Diffusion (Drucklösung, siehe hierzu Kap. 12.2) sowie untergeordnet kristallplastische Deformation die beiden beherrschenden Mechanismen. In feinkörnigen Kalksteinen vermute ich zudem superplastische Verformung (s.u.). Spröddeformation ist nur in Form von Dehnungsbrüchen vertreten, die  $\pm$  in der YZ-Ebene der Schieferung aufgerissen sind.

Ausführlich wird bei der Besprechung der Deformationsmechanismen auf kristallplastische Prozesse eingegangen, insbesondere auf die des Quarzes und des Calcites. Mit den Kalt- und Warmbearbeitungsgefügen dieser Mineralphasen lassen sich die erreichten Temperaturen am besten abschätzen. Die Obergrenze des "low temperature"-Regimes ist nach GROSHONG (1988) erreicht, wenn der kristallplastische Strain mehr als 15% des Gesamtstrains ausmacht oder Subkornbildung durch Rekristallisation auftritt. In karbonatischen Gesteinen des bearbeiteten Profils wird diese Grenze größtenteils überschritten, in klastischen und pyroklastischen Gesteinen mit Sicherheit nicht.

#### **a) Quarzverformungsgefüge in Sandsteinen der Molar-Formation und des Carryer-Konglomerats**

Mäßig gerundete, zu 95% monokristalline Quarzklasten in steilgestellten Sandsteinen des Carryer-Konglomerats und der Molar-Formation des östlichen Profilabschnittes zeigen häufig kontinuierliches und diskontinuierliches Undulieren. Der Anteil strainfreier Quarzklasten ist z.T. erheblich (s. Abb. 9.4a). Deformationsbänder und Deformationslamellen treten meist nur untergeordnet auf (meist weniger als 20% der Quarzklasten). Sind in der Matrix größere Anteile von vermutlich diagenetisch gebildetem Dolomit vorhanden, wirkt sich das auf die Intensität der Quarzdeformation aus: Circa 50% der monokristallinen Quarzklasten einer dolomitreichen Probe aus dem Carryer-Konglomerat zeigen Deformationslamellen und/oder Deformationsbänder (s. Abb. 7.1a). Die diskontinuierliche Undulösität ist in diesem Gestein ebenfalls stärker ausgeprägt.

Sehr untergeordnet konnten bei monokristallinen Quarzklasten auch Deformationsbänder beobachtet werden, die an Korn-Korn-Kontakten ansetzen (s. Abb. 7.1a). Als Ursache werden Stresskonzentrationen an Korn-Korn-Kontakten



angesehen. Im Falle kataklastischer Mikrorisse, die ihren Ausgang in hochgestressten Bereichen nehmen, sprechen LLOYD & RUTTER (1992) von "point loading". Dieser Begriff läßt sich auch auf die oben beschriebenen Deformationsbänder anwenden. Straininduzierte Grenzflächenwanderung, die ihren Ausgang an Deformationsbändern oder Deformationslamellen nimmt, konnte bei monokristallinen Quarzklasten nur sehr selten beobachtet werden.

In Sedimenten des Carryer-Konglomerats zeigt sich, daß der Anteil von Quarzklasten mit plastischer Deformation höher ist wie in vergleichbaren Sedimenten der Molar-Formation. Es wurden zudem polykristalline Quarzklasten beobachtet, deren Gefüge dynamische Rekristallisation anzeigen. Im Carryer-Konglomerat scheint ein erheblicher Prozentsatz kristallplastisch deformierter Quarze zur Ablagerung gekommen zu sein. Das Carryer-Konglomerat läßt sich demnach aus einem Abtragungsgebiet ableiten, das durch eine "very low grade"- und untergeordnet auch "low-grade"-Metamorphose geprägt war (s. Kap. 11.6). Wie hoch der Quarzkornanteil war, der seine plastische Deformation bei einer älteren Deformation aufgeprägt bekommen hat, läßt sich nur grob schätzen. Im Carryer-Konglomerat erscheint der Anteil von plastisch deformierten Quarzen in offen gefalteten Sandsteinen des westlichen Profilabschnitts (kaum meßbarer Strain) nur unerheblich geringer wie in den steilgestellten und stärker deformierten Sandsteinen des östlichen Profilabschnitts. Der geringe Strain im offen gefalteten Carryer-Konglomerat und eine um bis zu 30°C geringere Temperatur hätte - syn-S<sub>1</sub> befand sich der westliche Profilabschnitt in einer circa 1,5 km höheren Position (s. Kap. 4.1 und 8.1.2) - , wenn die Quarze undeformiert ins Sediment gelangt wären, zu einem höheren Prozentsatz plastischer Quarzdeformation im steilgestellten und stärker deformierten Faltschenkel geführt. Aus diesem Grund scheint ein erheblicher Teil der plastischen Quarzdeformation bereits im Abtragungsgebiet aufgeprägt worden zu sein. Nur bei Deformationsbändern und Deformationslamellen, die ihren Ausgang in hochgestressten Bereichen nehmen ("point loading"), läßt sich sicher sagen, daß die plastische Deformation auf die Deformation der Bowers-Supergruppe zurückzuführen ist.

#### **b) Quarzverformungsgefüge in prä-S<sub>1</sub> mineralisierten Gängen**

Auf prä-S<sub>1</sub> angelegten S<sub>0</sub>-parallelen Gängen, die mit Quarz, Calcit und Epidot mineralisiert sind (s. Kap. 4.2), zeigen Quarze starke diskontinuierliche Undulosität. Mehr als 80% der Quarze weisen Deformationsbänder und/oder Deformationslamellen auf. Teils ist straininduzierte Grenzflächenwanderung zu beobachten, die zu suturierten Kornkontakten führt. Prä-S<sub>1</sub> mineralisierte Gänge, die in allen Gesteinen des bearbeiteten Profils beobachtet wurden, zeigen eine intensivere kristallplastische Quarzdeformation wie die oben beschriebenen Sandsteine der Molar-Formation und des Carryer-Konglomerats. Sandsteine weisen einen hohen Matrixstrain auf, der sich durch Drucklösungssuturen und straff orientierten Hellglimmern zeigt. In den Gängen fehlt eine solche Matrix, so daß sich Strain neben Drucklösung auf kristallplastische Mechanismen konzentriert hat (nähere Ausführungen hierzu in Kap. 7.2).

### c) Verformungsmechanismen von Calcit und Dolomit

Im bearbeiteten Profil zeigen Calcite als Kaltbearbeitungsgefüge Druckverzwillingung, kontinuierliche und diskontinuierliche Undulösität. An Erholungsgefügen lassen sich Subkornbildung und dynamische Rekristallisation nachweisen. Drucklösung ist ein zweiter beherrschender Deformationsmechanismus. In feinkörnigen Kalksteinen (im wesentlichen Ooide) wird als dritter Mechanismus superplastische Verformung vermutet (s.u.).

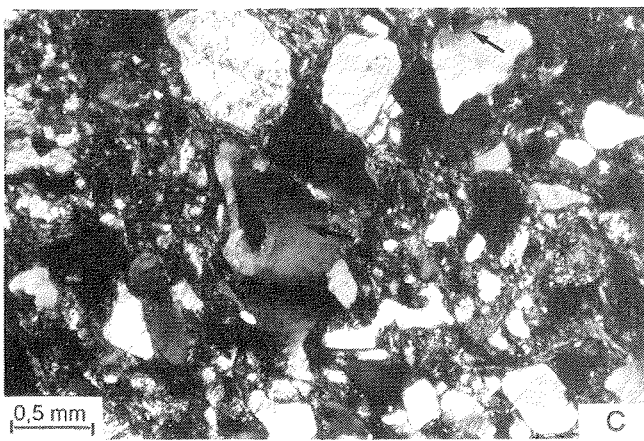
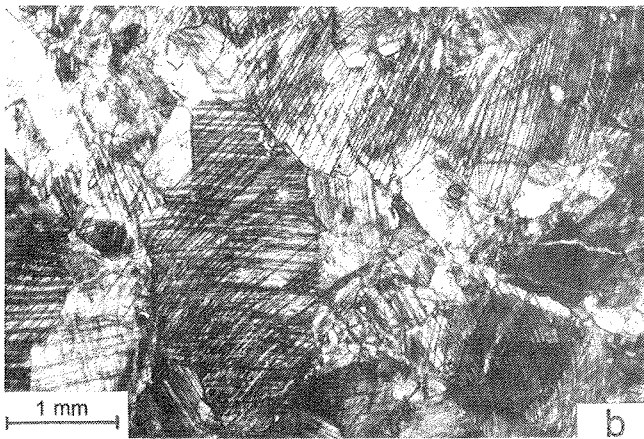
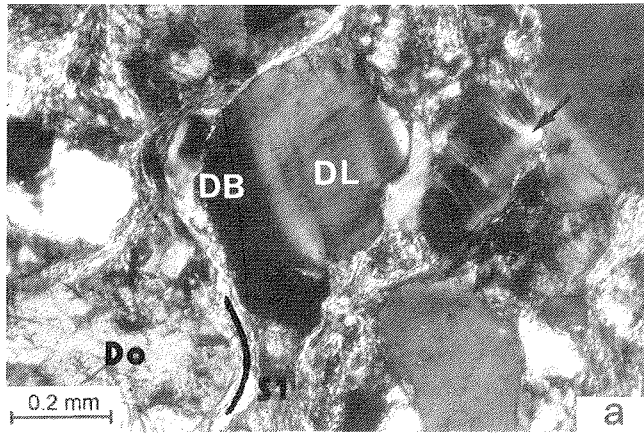
Grobspätige Calcite, meist auf prä-S<sub>1</sub> mineralisierten Gängen (s. Kap. 4.2.2), zeigen meist nur intensive Deformationsverzwillingung, kontinuierliche und diskontinuierliche Undulösität. Subkornbildung, ausgehend von Zwillingslamellen, konnte nur selten beobachtet werden (vgl. Abb. 7.1b). Die calcitische Matrix von Konglomeraten ist dynamisch rekristallisiert. Dies legen die Längen/Breiten-Verhältnisse von Calcitkörnern nahe, die in XZ-Schnitten maximale und in YZ- und XY-Schnitten geringere, in etwa gleich große Beträge aufweisen. In der dynamisch rekristallisierten Matrix finden sich Altkörner, die undulieren und Druckverzwillingungen aufweisen. Es wurde jedoch kaum Subkornbildung beobachtet, die im Altkorn, isoliert vom Rekristallinat, an Zwillingslamellen ansetzte. Letzter Punkt ist für eine Temperaturabschätzung während des Schieferungsprozesses von Bedeutung (s. Kap. 7.4).

In Calcitoiden ist infolge des feinkristallinen Materials der Deformationsmechanismus mit dem Polarisationsmikroskop nicht bestimmbar. Lediglich Drucklösung kann ausgeschlossen werden: Es wurden keine Drucklösungssutturen oder Druckschattenmineralisationen beobachtet (s. Abb. 4.10a,b). Es kann nur vermutet werden, daß infolge der Feinkörnigkeit superplastische Verformung der dominierende Mechanismus gewesen ist. Die Ooide sind in wenig gerundeten Geröllern (teils eckige Klaster) eines Konglomerats zu finden. Die ebenfalls feine Matrix ist wesentlich unreiner, so daß hier Drucklösung aktiv sein konnte. Ob superplastische Verformung ein zusätzlicher Mechanismus gewesen ist, kann wie bei den calcitischen Ooiden nicht entschieden werden.

Abb. 7.1a: "Feine" Deformationlamellen (DL) und Deformationsbänder (DB) in Quarzklaster eines dolomitreichen (Do) Sandsteins des Carryer-Konglomerats. Ein Deformationsband (?), das seinen Ausgang an einem Berührungspunkt zweier Quarzklaster nimmt (Pfeil), dokumentiert "point loading" (Ca 150).

Abb. 7.1b: Intensive Druckverzwillingung in einem prä-S<sub>1</sub> gebildeten Calcitgang. Der Gang ist in der YZ-Ebene der Schieferung und senkrecht zur Schichtung orientiert und wurde bei Krustendehnung mineralisiert (s. Kap. 4.2.1). Die feinen und groben Zwillingslamellen sind teils intensiv verbogen. Im Gegensatz zu Calcitverformungsgefügen in Westüberschiebungen und steilen Westaufschiebungen ist hier keine Rekristallisation zu beobachten, die an Zwillingslamellen ansetzt (vgl. Abb. 7.5a). Die im frühen Faltungsstadium mineralisierten Calcitgänge weisen die gleichen Verformungsgefüge auf (Ca 131).

Abb. 7.1c: Quarzklaster mit Deformationsbändern (Bildmitte, Pfeil): Die Probe entstammt dem westlichen Profilabschnitt (offen gefaltetes Carryer-Konglomerat) (C 9).



Dolomit zeigt im bearbeiteten Profil ausschließlich kontinuierliche Undulosität. Die Auslöschungsfrent zieht beim Drehen des Mikroskopisches "scheibenwischerähnlich" über das Dolomitkorn hinweg und springt an den Korngrenzen. Dolomit findet sich häufig auf im frühen Faltungsstadium und während des Schieferungsvorganges mineralisierten Brüchen, meist in Paragenese mit Calcit und Quarz (s. Abb. 9.4e).

Bruchhafte Deformation zeigt sich syn-S<sub>1</sub> nur in Form von Extensionsbrüchen. Es treten intragranulare, transgranulare, als auch intergranulare Extensionsbrüche auf. Steuerungsmechanismen für den jeweiligen Bruchtyp sind im Kap. 4.4.1.1.1 beschrieben worden.

### **7.1.1 Zur Frage einer Zuordnung von Quarzverformungsgefügen zu den verschiedenen Deformationsakten**

Diffusiver Massentransport charakterisiert im wesentlichen "low temperature environments", wobei geringe effektive Spannungen einen möglichen höheren Anteil kristallplastischer Deformation verhindern (RUTTER 1976, 1983; GREEN 1984, GROSHONG 1988, KNIPE 1989). Die Gefügeentwicklung von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven spiegelt einen Anstieg der Differentialspannung ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) wider (s. Kap. 4.4 ff, Abb. 4.6). Die während der Anlage der konjugierten Scherflächen höheren Differentialspannungen verbesserten die Bedingungen für die kristallplastische Deformation (s. Kap. 9). Es stellt sich somit die Frage, ob ein Teil der in den vorigen Kapiteln beschriebenen Quarzverformungsgefüge Teil der Deformation von konjugierten Scherbrüchen und/oder von jüngeren Scherzonen ist.

In der folgenden Diskussion wird, wenn nicht extra vermerkt, auf die Quarzdeformation Bezug genommen. Bedeutendster Steuerfaktor für die kristallplastische Deformation ist die Temperatur (u.a. PATERSON 1978, SCHMID 1983). Desweiteren wirken sich steigende Differentialspannungen, hohe Fluiddrucke (in bezug auf "hydrolytic weakening") und eine lange Deformationsdauer günstig auf kristallplastische Mechanismen aus (ENGELDER & MARSHAK 1985, GROSHONG 1988). Eine lange Deformationsdauer bewirkt, daß bei einer gleichbleibenden Temperatur der "Schwellenstress" für Versetzungsgleiten erniedrigt wird (LLOYD & KNIPE 1992). Andererseits führt die Bildung von "low temperature ductile fractures" zu "workhardening" (u.a. NICOLAS & POIRIER 1976, LLOYD & RUTTER 1992): Um den Betrag der Strainrate unverändert zu lassen, sind bezüglich der plastischen Deformation größere differentielle Spannungen aufzubringen. Der dem "workhardening" bzw. "strain hardening" entgegensteuernde Prozeß der Erholung ("recovery") (u.a. NICOLAS & POIRIER 1976, KNIPE 1989), in Form von straininduzierter Grenzflächenwanderung, ist in den Gesteinen des bearbeiteten Profils nur schwach ausgeprägt. Die in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe erreichten Temperaturen reichten nicht aus, um den weitgehend temperaturgesteuerten Prozeß der Erholung in größerem Maße zuzulassen (s. Kap. 7.4). Für ein im wesentlichen durch "strain hardening" geprägtes Regime ("low temperature - high strain rate domain" (NICOLAS & POIRIER 1976)) gilt:

$$h\dot{\epsilon} - r > 0$$

h Kaltbearbeitungskoeffizient

$\dot{\epsilon}$  Strainrate

r Erholungsrate

Es stellt sich die Frage, ob die kristallplastische Deformation durch die Steigerung der Differentialspannung beim Übergang von einer Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten Schersystem eine Aufwertung erfahren hat, ob der Großteil der Deformationsbänder und -lamellen in Quarzklasten gebildet worden ist, nachdem der weitgehend durch Drucklösungsprozesse kontrollierte Schieferungsvorgang eingeschränkt worden ist (s. Kap. 9). Die gleiche Orientierung der kinematischen Hauptachsen während des Schieferungsprozesses und der Entwicklung des konjugierten Schersystems (s. Kap. 5) läßt eine mögliche Unterscheidung der Deformationsbänder, ob syn-S<sub>1</sub> oder während der Anlage des konjugierten Schersystems gebildet, nicht zu. Diese Aspekte werden in Kap. 9 weitergehend diskutiert.

## 7.2 Deformationsmechanismen in Scherzonen

Zu den während des Schieferungsprozesses aktiven Deformationsmechanismen (Kriechen durch Drucklösung, Kristallplastizität, superplastische Verformung) tritt in Scherzonen Kataklastik hinzu. Bezogen auf die Mechanismen Kriechen durch Drucklösung und Kataklastik (im Zusammenhang mit Scherzonen) sprechen GRATIER & GAMOND (1990) einerseits von aseismischen Drucklösungsbewegungen ("aseismic pressure solution slip") und andererseits von seismischen kataklastischen Bewegungen ("seismic cataclastic slip"). Zu den aseismischen Bewegungen müssen auch Kristallplastizität und superplastische Verformung gezählt werden. Im folgenden werden die verschiedenen Deformationsmechanismen abgehandelt. Aufgrund der Gleichartigkeit der Verformungsmechanismen bei konjugierten Scherzonen, Westüberschiebungen sowie steilen West- und Ostaufschiebungen wird auf eine Einzelbesprechung verzichtet. Die P-T-Bedingungen blieben im wesentlichen unverändert (s. Kap 8 bis 8.1.2).

Die Gewichtung, die Ausbildung der genannten Deformationsmechanismen ist von folgenden Faktoren abhängig (ELLIOTT 1976, PATERSON 1978, SCHMID 1983, ZULAUF 1990):

- Mineralbestand
- Korngrößen
- von der Veränderung des primären Mineralbestandes und der Gefüge in der zeitlichen Entwicklung der Scherzone
- von den Fluidpressuren und effektiven Spannungen

### 7.2.1 Quarzverformungsgefüge in Scherzonen

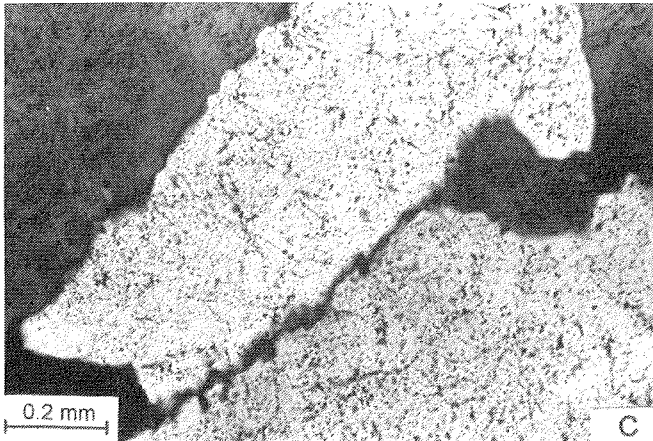
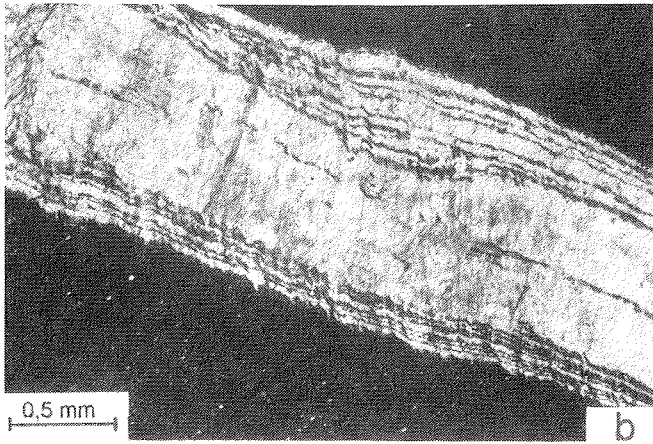
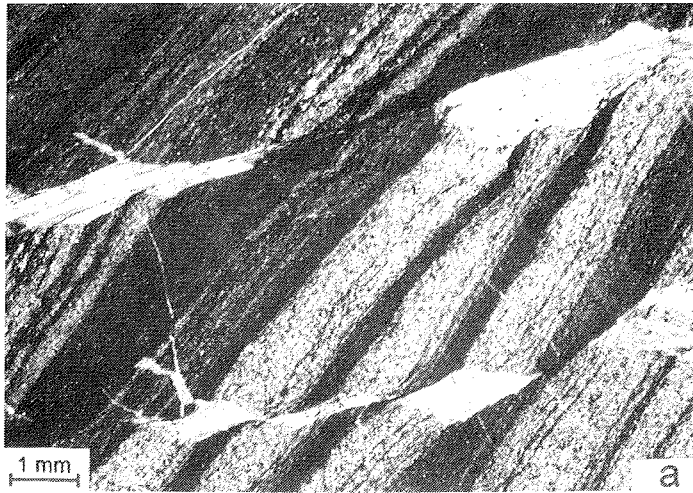
Quarz zeigt in sämtlichen Scherzonen des bearbeiteten Profils ausgeprägte kristallplastische Verformung. Es sind dies eine ausgeprägte diskontinuierliche Undulösität und meist zusammen auftretende Deformationslamellen und Deformationsbänder. Straininduzierte Grenzflächenwanderung, Subkornbildung und auch beginnende dynamische Rekristallisation (letztere konnte nur in einer Westüberschiebung beobachtet werden) sind die beobachteten Erholungsgefüge. Der zweite prägende Quarz-Deformationsmechanismus ist Drucklösung, sehr häufig an Quarz-Calcit- und Quarz-Schichtsilikat-Kontakten.

Quarzverformung zeigt in Scherzonen des bearbeiteten Profils neben ausgeprägtem "strain hardening" (Deformationslamellen und Deformationsbänder, diskontinuierliches und kontinuierliches Undulieren) auch ausgeprägtes "recovery" (straininduzierte Grenzflächenwanderung und Subkornbildung) (vgl. NICOLAS & POIRIER 1976). Kornheilende, wie auch kornschädigende Prozesse sind bei Quarzen (und Calciten) bei der Scherzonenentwicklung ausgeprägter als während des vorangegangenen Schieferungsprozesses (s.u.). Die Anteile von Deformations- und Erholungsgefügen werden von der Position innerhalb der Scherzone bestimmt: In Dünnschliffen aus einer quarzreichen Westüberschiebung ist dokumentiert, daß in Hauptscherflächen (Y-Flächen) Deformationslamellen, Deformationsbänder und diskontinuierliche Undulösität bei Quarzen viel ausgeprägter als Erholungsgefüge (straininduzierte Grenzflächenwanderung, Subkornbildung) sind. In Fiederspalten und "pull-apart"-Strukturen der gleichen Scherzone sind hingegen die Erholungsgefüge dominierender als die Gefüge, die kornschädigende Prozesse reflektieren. Nach NICOLAS & POIRIER (1976) wird das dynamische Gleichgewicht (bei gleicher Temperatur) zwischen kornheilenden und kornschädigenden Prozessen durch die Strainrate gesteuert. Demzufolge ist die Dominanz der kornschädigenden Prozesse in den Hauptscherflächen der Westüberschiebung auf hohe Strainraten in diesen

Abb. 7.2a: Mit Quarz mineralisierte "pull-apart"-Strukturen, die stets an psammitische Schiefer (helle Schichten) gebunden sind, und Fiederspalten (beide mit "crack-seal"-Gefügen belegt) dokumentieren aseismisches "pressure solution slip" (Ca 83).

Abb. 7.2b: Einschlußbänder mit syntaxialen Chloriten und Hellglimmern geben die inkrementelle Öffnungsgeschichte einer mit Quarz mineralisierten Fiederspalte im Tonschiefer wieder (Ca 124).

Abb. 7.2c: Quarzkörner aus der obigen Fiederspalte. Schwach suturierte Korngrenzen zeugen von straininduzierter Grenzflächenwanderung im plastisch kaum deformierten Quarz. Daß es sich um schwache straininduzierte Grenzflächenwanderung handelt, läßt sich wie folgt erkennen: Ohne Analysator (wäre) ist zu sehen, daß die suturierten Bereiche von Einschlüssen gereinigt sind (bei Drucklösung hätte hingegen eine Anreicherung stattgefunden). Die Abb. 7.2a,b und c entstammen einer Westüberschiebung, die psammitisch-pelitische Schiefer durchschlägt; zugehöriger Text siehe Kap. 7.2.3, Bsp. c).



zurückzuführen. Hingegen haben offensichtlich geringe Strainraten in Fiederspaltenspalten und "pull-apart"-Strukturen das dynamische Gleichgewicht auf die Seite der kornheilenden Prozesse (Erholung) verschoben. Die Dünnschliffbeobachtungen zeigen auch, daß grobsuturierte Korngrenzen in gering deformierten Zonen (Bsp. Fiederspaltenspalten, "pull-apart"-Strukturen), hingegen feingezahnte Suturierung in durch hohen Strain charakterisierte Zonen (Y-Flächen) dominieren. Nach VOLL (1983, Vorlesungsskript) sind feingezahnte und grobgezahnte Suturierungen (Erholungsgefüge) in unmittelbar benachbarten Gesteinen ebenfalls eine Folge unterschiedlicher Strainraten.

### 7.2.2 Aseismisches "pressure solution slip"

Mineralisationen von Quarz, Calcit, Epidot, Chlorit, Prehnit und Pumpellyit in Fiederspaltenspalten, "pull-apart"-Strukturen und Harnischflächen sowie Drucklösungserscheinungen in P-Flächen in Form von Stylolithen oder Drucklösungsschieferung (s. Kap. 4.3.1) zeugen von ausgeprägtem Lösungs-Fällungs-Kriechen während der Anlage der Scherzonen. Insbesondere in Scherzonen, die in psammitischen Schiefern, Tonschiefern und pyroklastischen Schiefern angelegt wurden, ist aseismisches "pressure solution slip" beherrschend (s. Abb. 7.2a). In pyroklastischen Brekzien ist dieser Mechanismus vorherrschend, wenn im primären Gestein und in sekundären Scherzonenmineralisationen die Calcit- und insbesondere die Quarzanteile hoch, die Epidotanteile hingegen niedrig sind. Drucklösungsprozesse (Lösung - Transport - Ausfällung) können in massigen pyroklastischen Brekzien so effektiv sein, daß seismische kataklastische Bewegungen stark zurückgedrängt und teils völlig vermieden werden.

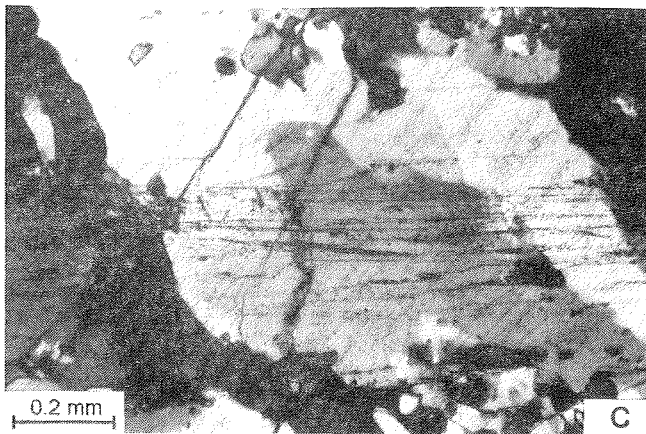
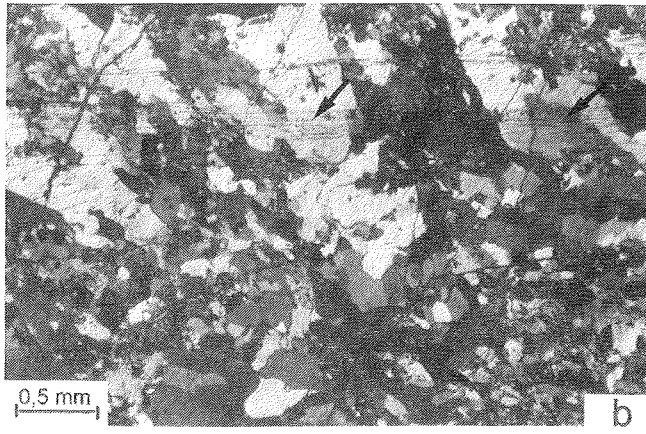
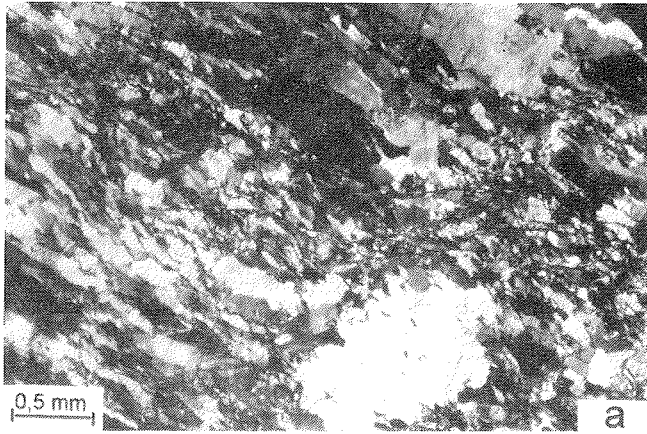
Abb. 7.3a: Quarzverformungsgefüge in einer "pull-apart"-Struktur einer Westüberschiebung. Die Quarzstraininkremente (Wachstumsrichtung von links oben nach rechts unten) zeigen durch suturierte Korngrenzen und Subkornbildung, verglichen mit Quarzverformungsgefügen abseits von Scherzonen, intensive Warmbearbeitung (Ca 119).

Abb. 7.3b: Ausschnitt eines Quarzlagenharnisches. Einschlußfahnen (Pfeile) aus feinstem Calcit und Chlorit belegen eine horizontale Öffnungsgeschichte. Die Orientierung der Quarzmineral-(fasern) weicht um ca. 70° von der Orientierung der Einschlußfahnen ab (vgl. Abb. 7.3c) (Ca 119).

Abb. 7.3c: Vergrößerter Ausschnitt aus Abb 7.3b. (aus dem Bereich des rechten Pfeils): Feinste Einschlußfahnen sind in einem großen Winkel zu den Korngrenzen orientiert und belegen kornformkontrolliertes Quarzmineral-(faser)-wachstum (vgl. COX 1987). Rechts unten ist Subkornbildung zu beobachten (Ca 119).

Die drei Abbildungen entstammen einem Dünnschliff aus einer Westüberschiebung. Zugehörige Y-Flächen verlaufen horizontal. Die Orientierung der drei Bilder ist identisch. Aus der Lage der Quarzstraininkremente in Abb. 7.3a läßt sich ein sinistraler Schersinn ableiten.





### 7.2.3 Seismische und aseismische kataklastische Bewegungen.

Scherzonengefüge in Bewegungszonen, die massige pyroklastische Brekzien durchschlagen, reflektieren einen Spannungsabbau, der z.T. durch seismische Bewegungen erfolgt ist (s.u.). Die kompetenten pyroklastischen Brekzien zeigen eine nur schwach ausgeprägte Schieferung. Der Quarz- und Calcitanteil ist in diesem Gestein gering, der der bruchhaft reagierenden Feldspäte, Pyroxene, Hornblenden und Epidote hingegen hoch. Wie auch in den quarzreichen Scherzonen sind hier Drucklösungsprozesse aktiv gewesen (s.u.), wenn auch in geringerem Maße. Kristallplastische Deformation ist in den quarz- und calcitarmen Scherflächen in den Hintergrund gedrängt. Die Unterstützung von aseismischem "pressure solution slip" durch kristallplastische Deformation ist nur gering. Die Kataklasite zeigen häufig eckige Klaster in einer unfoliierten, regellosen Matrix (s. Abb. 7.5b). Das Vorkommen von Klaster, die ein älteres Kataklasitgefüge aufweisen, zeugt von einer mehrmaligen Aufarbeitung des Kataklasits. Ein solches Kataklasitgefüge dokumentiert, daß die Strainrate in der Scherzone stark schwankte, die Versätze durch "stick-slip" erfolgten, was auf seismische kataklastische Bewegungen hindeutet.

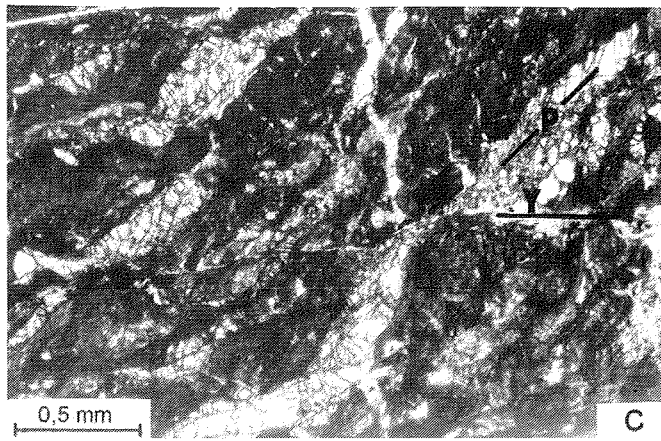
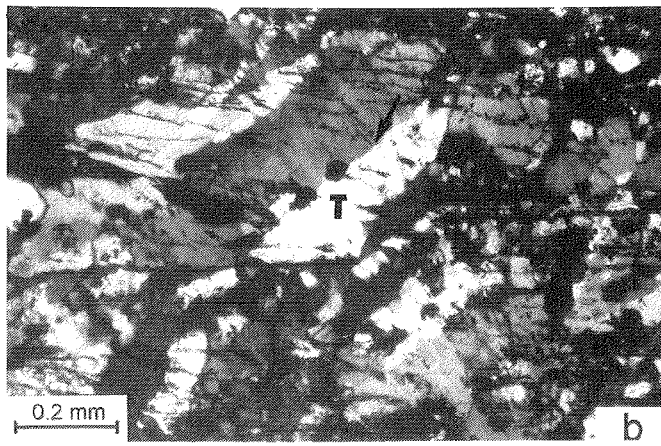
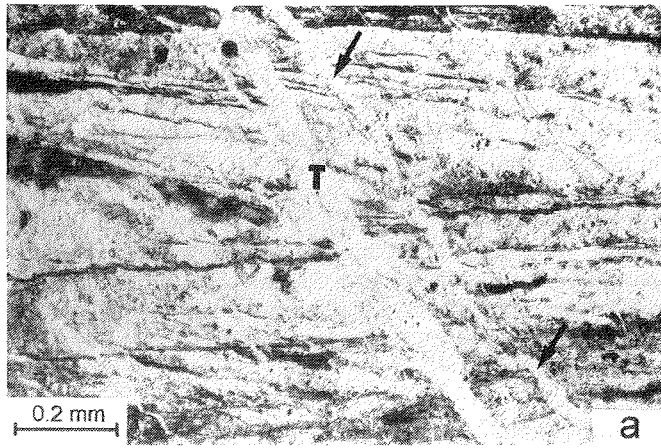
Neben den "regellosen Kataklasiten" gibt es foliierte Kataklasite, die in deutlich geschieferten pyroklastischen Brekzien entwickelt sind. Das Kataklasitgefüge der Matrix zeigt eine "Fließtextur". Die kataklastische Matrix besteht aus fein zerriebenen Gesteins- und Mineralbruchstücken. Parallel zu den P-Flächen ist oft eine feine Chloritmineralisation und Drucklösung an Quarzklaster zu beobachten. Größere Klaster, im Beispiel der Abb. 7.4c magmatische Klinopyroxene, wurden in X-Richtung gestreckt und in die P-Flächen eingeregelt. Chloritmineralisationen (untergeordnet auch Quarz, Epidot, Calcit) auf Brüchen der

Abb. 7.4a: Ausschnitt eines Quarzlagenharnisches einer Westüberschiebung, der von Quarzfiederspalten (T und Pfeile) durchschlagen wird. Die inkrementellen Bewegungen im Quarzlagenharnisch werden durch subhorizontale Einschlußfahnen wiedergegeben (vgl. 7.4b) (Ca 118).

Abb. 7.4b: Abb. 7.4a mit gekreuzten Nicols. Ein Winkel von 50° zwischen den subhorizontalen Einschlußfahnen und der Lage der Quarzmineral-(fasern) (Umgebung des Pfeils) dokumentiert formkontrolliertes Quarzfaserwachstum. Die Öffnungsrichtung der Fiederspalte (T) wird durch Versätze der Einschlußfahnen wiedergegeben (Ca 118).

Abb. 7.4c: Abbildung einer kataklastischen Lineation (Streckung in P-Flächen) durch zerbrochene und gestreckte magmatische Pyroxene. Aus der Lagebeziehung zwischen Y- und P-Fläche läßt sich ein dextraler Bewegungssinn ableiten (Ca 118).

Die drei Abbildungen und die Abb. 7.5a entstammen einem Dünnschliff einer Westüberschiebung und sind gleich orientiert. Der Bewegungssinn ist dextral.



gestreckten Klasten und die beschriebenen Drucklösungen in P-Flächen zeigen während des kataklastischen Fließens gleichzeitig wirkende Drucklösungsprozesse an. Die in der XY-Ebene des finiten Strainellipsoids gestreckten Klasten bilden eine kataklastische Lineation ab (vgl. TANAKA 1992). Mit der Ausbildung von R1-Flächen kommt es in den foliierten Kataklastiten teils zur antithetischen Rotation älterer Gefüge. Die Winkel zwischen den Hauptscherflächen und den Riedelflächen pendeln meist zwischen 20 und 40°. Während das kataklastische "Fließgefüge" stabiles Gleiten anzeigt, zeugen die später gebildeten Riedelflächen von seismischen Bewegungen. Nach Scherversuchen von MOORE et al. (1989) reflektieren Riedelflächen seismische Bewegung ("stick-slip"), wenn der Winkel zwischen Grenzscherscherfläche und Riedelfläche größer als 14° ist, hingegen aseismische, wenn der Winkel kleiner als 14° ist. Winkel zwischen 10° und 14° sollen nach MOORE et al. (1989) einen Wechsel zwischen "stick-slip" und stabilem Gleiten anzeigen.

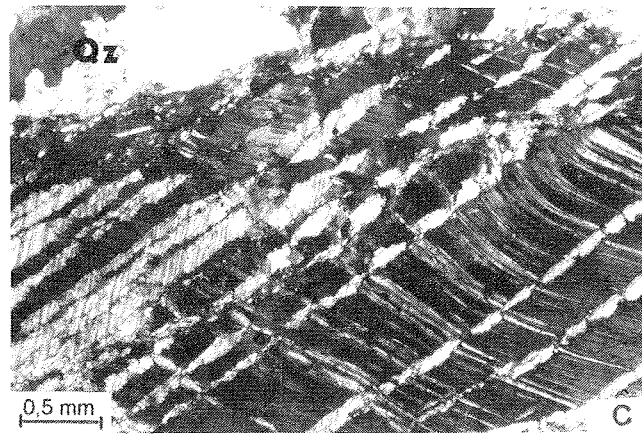
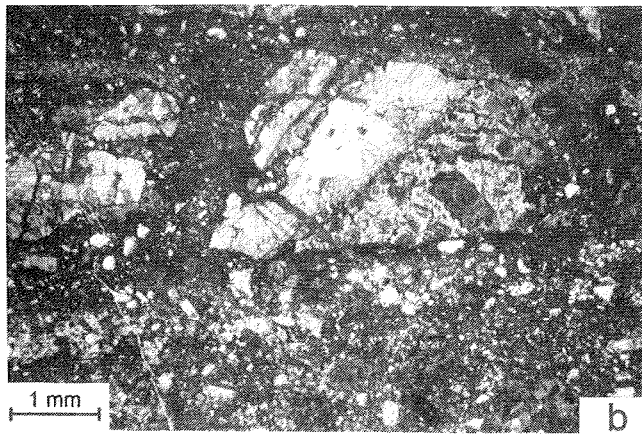
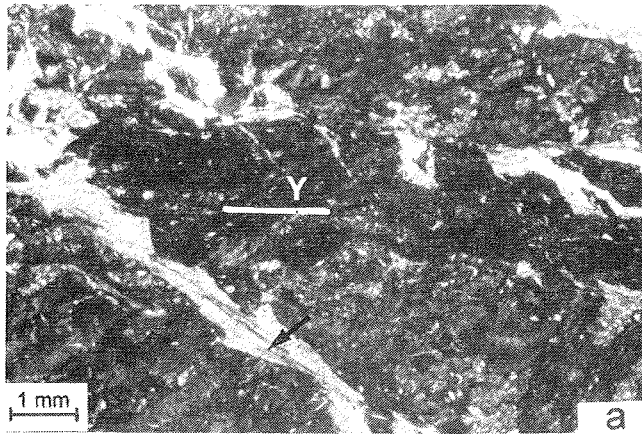
Foliierte Kataklastite dokumentieren aseismisches stabiles Gleiten. Regellose Kataklastite mit eckigen Klasten und insbesondere die großen Winkel zwischen R1-Flächen und Grenzscherscher- oder Hauptscherflächen legen hingegen seismische Bewegungen nahe.

Anhand einiger Beispiele soll verdeutlicht werden, wie sich die Verhältnisse zwischen kristallplastischer Verformung, "pressure solution slip", kataklastischem Fließens und "stick-slip"-Bewegungen in der zeitlichen Entwicklung der Scherzonen geändert haben, wie sich die Gewichtung der Deformationsmechanismen in diesen verschoben hat (folgende Seiten). In dem anschließenden Kapitel 7.3 werden Ursachen für die Mechanismenwechsel diskutiert.

Abb. 7.5a: Mit Chlorit belegte R1-Fläche (Pfeil), die die Anisotropie einer älteren Fiederspalte reaktivierte, versetzt eine 2 mm mächtige Hauptbewegungsfläche (dunkel, Y) (Ca 118).

Abb. 7.5b: Regelloser Kataklastit mit einem mehrere mm großen eckigen Klasten, der mehrfach zerbrochen wurde. Das Gefüge reflektiert "stick-slip"-Bewegungen (Ca 10).

Abb. 7.5c: Calcitdeformation in einem Calcit-Quarz-Lagenharnisch (Westüberschiebung): Intensive Druckverzwillingung, Verbiegung der Lamellen und Druckverzwillingung (dünne Zwillinglamellen) in den groben Lamellen. Suturierte Korngrenzen, geknüpft an grobe Zwillinglamellen, zeugen von dynamischer Rekristallisation (nicht statisch, weil die rekristallisierten Bereiche ebenfalls druckverzwillingt sind) (vgl. BURKHARD 1993) (vgl. Abb. 7.1b) (Ca 365).



### **a) Scherzone in geschieferter pyroklastischer Brekzie**

Das erste Beispiel beschreibt eine Westüberschiebung, ausgebildet in einer geschieferten pyroklastischen Brekzie, die in einem frühen Deformationsstadium aseismisches "pressure solution slip" und kataklastisches Fließen zeigt. In der späteren Bewegungsphase werden die genannten Deformationsmechanismen von kataklastischen "stick-slip"-Bewegungen abgelöst (s.u.). Der Kontakt der hellgrünen und weißen Scherzone (Färbung durch synkinematische Epidot-, bzw. Quarz- und Calcitmineralisationen) zum dunkelgrünen Nebengestein ist scharf.

Aseismisches "pressure solution slip" bildet sich in wenigen mm mächtigen Quarzlagenharnischen, die mit Einschlußfahnen dekoriert sind, ab. Letztere dokumentieren inkrementelle, den Y-Flächen parallele Bewegungen (s. Abb. 7.4a,b). Soweit mikroskopisch noch auflösbar, handelt es sich bei den Einschlußfahnen und Einschlußreihen um Calcite, Chlorite und Epidote. Chlorite zeigen, bezogen auf eine Einschlußfahne, eine einheitliche kristallographische Orientierung. Bei den anderen Mineralen kann dies infolge der sehr kleinen Korngrößen nur vermutet werden. Die Einschlußfahnen und Einschlußbänder sind durch syntaxiales Wachstum bei Rißöffnung, während des antitaxialen Wachstums des Quarzes entstanden. Bezüglich des Entstehungsmechanismus für Einschlußfahnen und Einschlußbändern sei auf COX & ETHERIDGE (1983) verwiesen.

In einem späten Stadium der Scherzonenentwicklung werden das Nebengestein, der foliierte Kataklasit und die Quarzlagenharnische häufig von T-Flächen durchschlagen, die teils "crack-seal"-Gefüge (meist Chlorite und Quarze), teils grobspätige Quarzmineralisationen aufweisen. Die Bewegungen in der Scherzone erfahren gleichzeitig eine räumliche Reduzierung auf Y-Flächen, die sich häufig auf Grenzscherflächen im Übergang vom wenig deformierten Nebengestein und foliiertem Kataklasit konzentriert. Gleichzeitig kommt es insbesondere in foliierten Kataklasiten zur Ausbildung von Riedelflächen (R1-Flächen). Fiederspalt, angelegt im foliierten Kataklasit, werden meist mit antitaxialen Chloriten und Quarzen mineralisiert. Sehr große Winkel (40 - 50°) zwischen Riedelflächen und Y-Flächen kommen durch eine Reaktivierung von Fiederspalt durch R1-Flächen zustande (s. Abb. 7.5a). Weitere beobachtete sekundäre Scherflächengefüge sind R2- und X-Flächen. Eine Unterscheidung dieser Scherflächen erfolgt nach dem Kriterium, ob sie mit oder gegen die Bewegungsrichtung in der Scherzone einfallen (s. Abb. 4.28). Foliierte Kataklasite mit Drucklösung und Chloritmineralisation in P-Flächen sowie die Bildung einer kataklastischen Lineation (s.o) zeigen aseismische Bewegungen an. Die Altersrelation zur Bildung der Quarzlagenharnische ist widersprüchlich, was eine mehr oder weniger gleichzeitige Genese nahelegt.

### **b) Scherzone in einer schwach geschieferten pyroklastischen Brekzie**

In Fortsetzung der Scherzone des Beispiels a) wurde in einer quarzreicheren Probe eine andere Verschiebung der Mechanismen beobachtet. Mit Quarzen mineralisierte Lagenharnische werden in diesem Scherzonenabschnitt, im

Gegensatz zum vorherigen Beispiel, nur selten von Fiederspalt durchschlagen; im Nebengestein treten jedoch Fiederspalt auf. In den Quarzlagenharnischen entwickelten sich R1-Flächen, die jedoch in Quarzen durch plastische Deformation abgebildet werden. Ein kleiner Winkel zwischen Y-Fläche und Riedelfläche indiziert stabiles Gleiten. Die Bezeichnung R1-Flächen ist hierbei mit Vorbehalt zu sehen. R1-Flächen sollen kataklastische Bewegungen reflektieren. Die R1-Flächen in Quarzen werden jedoch durch plastische Deformation abgebildet (es liegt ein mylonitisches Gefüge vor, R1-Flächen wären in diesem speziellen Fall als ECC-Flächen anzusprechen (vgl. PLATT & VISSERS 1984).

Infolge des hohen Quarzanteils und fehlender Anisotropien (keine ausgeprägten  $S_1$ -Flächen im Nebengestein) wurden die Versätze in der Scherzone durch stabiles "pressure solution slip" und kristallplastische Prozesse erreicht. Im Nebengestein (schwach geschieferte pyroklastische Brekzien) wurde kein kataklastisches Fließen beobachtet. Durch die sehr intensiv wirkenden aiseismischen Mechanismen (Kristallplastizität und "pressure solution slip") konnte der Spannungsabbau in der Scherzone vollzogen werden, ohne daß seismische kataklastische Bewegungen erforderlich gewesen wären (vgl. SIBSON et al. 1975). In der zeitlichen Entwicklung der Scherzone scheint Kristallplastizität gegenüber Drucklösungsprozessen an Gewicht gewonnen zu haben.

### **c) Westüberschiebung in wechselgelagerten psammitischen Schiefen und Tonschiefern**

Scherzonen in stark anisotropen, an Phyllosilikaten und Quarzen reichen Gesteinen zeigen fast ausschließlich aiseismische Bewegungen: "Pressure solution slip" und kristallplastische Deformation. Die Abb. 7.2a zeigt eine Anzahl von hintereinander aufgereihten, mit Quarz mineralisierten "pull-apart"-Strukturen und begleitenden Fiederspalt (die Scherzone ist eine untergeordnete Westüberschiebung, wie sie in Abb. 4.30 wiedergegeben sind). Aus syntaxialen Chloriten bestehende Einschlußfahnen und Einschlußbänder geben die ungefähr scherflächenparallelen, inkrementellen Öffnungsbewegungen wieder. Die "pull-apart"-Strukturen sind stets in psammitischen Schiefen aufgerissen (s. Abb. 7.2a). Es handelt sich hier, zumindest zum Teil, um eine Reaktivierung alter, im frühen Schieferungsstadium angelegter Extensionsbrüche (s. Kap. 9.2.4). Zwischen den "pull-apart"-Strukturen lokalisiert sich der Strain auf sehr schmale Zonen.

Drucklösung in P-Flächen von Westüberschiebungen, die psammitische und pelitische Schiefer durchschlagen, läßt sich im Dünnschliff nachweisen, wenn die  $S_1$ -Flächen geschleppt worden sind, so daß eine Crenulierung der  $S_1$ -Flächen möglich war (s. Kap. 4.6.1, Abb. 4.34). Eine asymmetrische Crenulationsschieferung mit Phyllosilikatneubildung und Drucklösung, meist auf den Langschenkeln der Kleinfalten, zeigt die Bildung von P-Flächen an (s. Abb. 4.32c,d). Sind die  $S_1$ -Flächen ungefähr parallel zu potentiellen P-Flächen orientiert, läßt sich nicht unterscheiden, ob Drucklösungsprozesse in den Schieferflächen vollständig auf den Schieferungsprozeß (syn- $S_1$ ) oder teils auf die Drucklösung in P-Flächen der Westüberschiebungen zurückzuführen sind. Gleiche Deformationsmechanismen während des Schieferungsprozesses und

während der jüngeren Gefügeentwicklung machen diese Unterscheidung unmöglich. Neben aseismischem "pressure solution slip" ist kristallplastische Deformation in Quarzen und Phyllosilikaten zu verifizieren.

Nur selten finden sich R1-, R2- und/oder X-Flächen. Der Winkel zwischen R1- und Y-Flächen pendelt zwischen 20° und 30°; dies spiegelt zunächst seismische Bewegungen wider. Zu beachten ist, daß es sich hier auch um reaktivierte Scherflächen des älteren konjugierten Schersystems handeln kann, was ebenfalls die großen Winkel erklären würde. Die sehr seltenen R2- und X-Flächen zeigen ebenfalls "stick-slip"-Bewegungen an.

Generell sind für alle in Tonschiefern, psammitischen Schiefern und pyroklastischen Schiefern gebildete Scherzonen "aseismisches pressure solution slip" und Kristallplastizität die dominierenden Verformungsmechanismen.

#### **d) Westaufschiebung in geschieferter pyroklastischer Brekzie; Reaktivierung einer älteren Scherzone**

Ein drittes Beispiel umfaßt eine steile Westaufschiebung (s. Kap. 4.7.2). Die Scherzone zeigt strafflagige Harnische, die zum einen mit Pumpellyit und untergeordnet mit Epidot, Chlorit und Calcit, zum anderen mit Prehnit und Calcit mineralisiert sind. Weiterhin sind T-Flächen mit den gleichen Mineralisationen zu beobachten. Das aseismische "pressure solution slip" und kristallplastische Deformation hat hier über die gesamte Scherzonenentwicklung - bezogen auf die westaufschiebende Phase - gewirkt (s. Kap. 4.7.2). Erst bei der jüngeren ostaufschiebenden Phase wurden seismische kataklastische Prozesse (erkennbar am großen Winkel zwischen Riedelflächen und Hauptscher- oder Grenzscherflächen), neben den weiter wirksamen kristallplastischen Mechanismen und Drucklösungsprozessen, aktiv (siehe folgendes Kapitel).

### **7.3 Gründe für die Mechanismenwechsel in Scherzonen**

Oft ist zu beobachten, daß sich in Scherzonen, die in pyroklastischen Brekzien angelegt sind, der Spannungsabbau zunächst durch "pressure solution slip" (Bildung von Quarzlagenharnischen) und kataklastisches Fließen vollzogen hat. Diese aseismischen Mechanismen werden in der späten Bewegungsphase der Scherzone von "stick-slip" abgelöst. Die Bewegungen beschränken sich auf wenige Y-Flächen (oft als Grenzscherflächen) und sekundäre Scherflächengefüge (R1, untergeordnet auch X- und R2-Flächen). Die Größe des inkrementellen Spannungsabbaus wird auch durch die Form der Mineralausfällungen reflektiert. In Fiederspalten, die im Wechsel mit seismischen Bewegungen aktiviert wurden (Prinzip des "seismic pumping" nach SIBSON et al. 1975), legen meist gröbere "crack-seal"-Gefüge und/oder grobspätige Mineralisationen größere inkrementelle Bewegungen nahe als die feineren "crack-seal"-Gefüge der Quarzlagenharnische. Feine "crack-seal"-Gefüge reflektieren geringere Spannungsabfälle im Gestein als grobspätige Mineralisationen (GRATIER & GAMOND (1990). Die mit feinen "crack-seal"-Gefügen dekorierten Quarzlagenharnische zeugen davon, daß die durch aseismisches "pressure solution slip" (Lösung -



Transport - Ausfällung) erfolgten Scherbewegungen bei geringen Scherspannungen vonstattengegangen sind. Entscheidend für die Dominanz eines aseismischen Mechanismus (hier: "pressure solution slip" und Kataklastik) ist die Energie, die für den jeweiligen Mechanismus aufgewendet werden muß, bzw. welcher Mechanismus die Resistenz des Gesteins gegen Deformation leichter überwindet (GRATIER & GAMOND 1990). Nach dem Modell des "seismic pumping" (SIBSON et al. 1975) wird ein rapides Absinken der Scherspannung in der Phase des Scherbruchs angenommen. Aseismisches "pressure solution slip" bewirkt durch Deponierung von Material in Quarzlagenharnischen und Fiederspalten, welches in P-Flächen druckgelöst wurde, einen kontinuierlich wirkenden Spannungsabbau (dies gilt auch für Kristallplastizität und kataklastisches Fließen). Erst wenn die aseismischen Mechanismen nicht mehr in der Lage sind dem Spannungsaufbau in der Bewegungszone entgegenzuwirken, kommt es bei Überschreitung der Scherfestigkeit des Gesteins zu seismischen Scherbrüchen und bei Wiederholung zu periodisch wiederkehrenden rapiden Spannungsabfällen (s. SIBSON et al. 1975). Der Mechanismenwechsel - besser die unterschiedliche Gewichtung der Mechanismen - kann eine Kombination verschiedenster Ursachen haben (einerseits Entfestigungs-, andererseits Festigungsmechanismen, Schwankungen von Fluiddrücken und Scherspannungen (s.u.)).

Bei Westüberschiebungen, die in intensiv geschieferten pyroklastischen Brekzien angelegt worden sind, ist eine Schleppung der  $S_1$ -Flächen zu beobachten. Durch die Schleppung bzw. die synthetische Rotation gerieten die  $S_1$ -Flächen, die eine Zone reduzierter Scherfestigkeit darstellen, in eine für Scherbewegungen günstige Position. Dadurch wurde die Scherfestigkeit der Bewegungszone gemindert, was aseismische kataklastische Bewegungen (kataklastisches Fließen) begünstigt hat. Als weitere Entfestigungsmechanismen wirken Phyllosilikatneubildungen (einerseits durch geringe Korngrößen und andererseits durch basales Gleiten) und Streckung bzw. Bruch von Klasten (Korngrößenreduzierung - diese auch weiterhin durch Drucklösung an Klasten) (s. SCHMID 1983, ONCKEN 1989, ZULAUF 1990). Die Resistenz der Bewegungszone gegen kataklastisches Fließen wird durch Phyllosilikatneubildung sukzessive verringert. Die genannten Mechanismen wirken alle entfestigend, so daß die Ursache für den Übergang vom kataklastischen Fließen zu rupturrellen Bewegungen im Beispiel a) des Kapitels 7.2.3 eine andere Ursache haben muß: Nach Versuchen von MOORE et al. (1989) können ansteigende effektive Umschließungsdrücke, die auf absinkende Fluiddrücke zurückzuführen sind, oder steigende Temperaturen einen Mechanismenwechsel von aseismischen zu seismischen Bewegungen hin auslösen. Die Temperatur kann für den Mechanismenwechsel in den Scherzonen des bearbeiteten Profils nicht verantwortlich sein: Fazieskritische Mineralparagenesen und insbesondere die Calcit- und Quarzverformungsgefüge zeigen, daß die Temperatur bei der Deformation der Bowers-Supergruppe weitgehend stabil geblieben ist (s. Kap. 8.1.1 und 8.1.2). Steigende effektive Umschließungsdrücke werden als der wahrscheinlichste Grund für den Übergang von aseismischen zu seismischen Bewegungen angesehen. Mit einem Anstieg des effektiven Umschließungsdruckes von 50 auf 100 MPa (bei 200°C) verdoppelte sich nach Versuchen von MOORE et al. (1989) die Scherfestigkeit einer illitreichen Scherzone. Während eine Korngrößenreduzierung durch Drucklösung oder kataklastische Prozesse entfestigend

wirkt, wird gleichzeitig die Permeabilität der Scherzone erhöht. Es ist vorstellbar, daß dies zu einer verstärkten Abfuhr und damit zu einem Absinken der Fluiddrucke und somit indirekt zur Erhöhung der Scherfestigkeit in der Scherzone beiträgt (vgl. Kap. 9).

Als ein weiterer Festigungsmechanismus kann auch die Umlagerung von drucklöslichem Material (Quarz und Calcit) angesehen werden: Die Deponierung von Quarz und Calcit in Lagenharnischen, Fiederspaltenspalten und "pull-spalt"-Strukturen sowie Drucklösung in P-Flächen läßt in und in der Umgebung von Scherzonen des bearbeiteten Profils auf größere Materialumlagerungen schließen. Mit Verlagerung von Quarz kann die Kompetenz der Scherzongesteine (hier bezogen auf Drucklösungsprozesse) erhöht werden. Wenn die Lösungsbereiche an Quarz stark verarmt sind, der überwiegende Teil des Quarzes in Ausfällungsbereichen mineralisiert worden ist, verschlechtern sich die Voraussetzungen für den aseismischen Prozeß des "pressure solution slip". Um die Strainrate konstant zu halten, müßten für das aseismische "pressure solution slip" größere Scherspannungen aufgewendet werden (ausführliche Besprechung hierzu in Kap. 9.4). Durch die Verschlechterung der Bedingungen für "pressure solution slip" kommen für die anfallenden Bewegungen, d.h. für den Spannungsabbau in der Scherzone kataklastische seismische (Beispiel a: Phyllosilikatreiche pyroklastische Brekzie), wie auch aseismische oder kristallplastische Prozesse (Beispiel b: massige, kaum geschieferte pyroklastische Brekzie) verstärkt zum Zuge.

Ein besonderer Fall des Mechanismenwechsel zeigt sich im Beispiel einer vertikalen Scherzone in pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation. Die Scherzone zeigt zwei Bewegungsphasen, die einen entgegengesetzten Bewegungssinn aufweisen (s. Kap. 4.7.2). Die in der ersten Bewegungsphase gebildeten Pehnit-Pumpellyit-Lagenharnische setzten an Stufen an. Diese Stufen sowie auch viele andere in der ersten Bewegungsphase angelegten Gefüge wirkten in der zweiten Bewegungsphase "verhakend". Scherzonengefüge, die in der westaufschiebenden Phase entfestigend wirkten, führten bei der Reaktivierung zu einem rapiden Anstieg der Scherfestigkeit.

Die Beobachtung, daß eine von feinkristallinen Calcitlagen eingeschlossene kompetente Pumpellyitlage (letztere während der westaufschiebenden Phase mineralisiert) während der ostaufschiebenden Phase zunächst eine interne Faltung zeigt, die später von einer asymmetrischen Boudinierung abgelöst wird (s. Kap. 4.7.2 und Abb. 4.41b,c), läßt sich möglicherweise folgendermaßen erklären: Die Y-flächenparallelen Calcitlagen, so wird vermutet, erfuhren durch kristallplastische Deformation eine Korngrößenreduzierung, die einen Mechanismenwechsel zu superplastischer Verformung auslöste - hierfür sprechen die extrem kleinen Korngrößen (vgl. NICOLAS & POIRIER 1976, SCHMID 1983) (s. Abb. 4.41b). Die Scherfestigkeit in den mit Calcit belegten Y-Flächen konnte so stark herabgesetzt werden, daß sich keine größeren Scherspannungen mehr aufbauen konnten, die für die interne Faltung der Pumpellyitlage notwendig gewesen wären. Mit der Strainkonzentration auf die feinkristallinen Calcitlagen reagierte die kompetente Pumpellyitlage durch Boudinierung ohne weitere Interdeformation (s. Abb. 4.41c).

#### **7.4 Vergleich von Erholungs- und Deformationsgefügen während des Schieferungsprozesses und der Anlage von Scherzonen**

In Scherzonen (konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen) weist kristallplastische Deformation einen höheren Prozentsatz als während des Schieferungsprozesses auf. Strainfreie Quarz-Alt Körner sind sehr oft in geschieferten Gesteinen (s. Abb. 9a), jedoch nicht in und in der unmittelbaren Umgebung der Scherzonen zu beobachten. Die wesentliche Ursache hierfür ist in den gestiegenen differentiellen Spannungen während der Anlage der Scherzonen zu sehen.

Argumente für höhere Temperaturen während der Scherzonenentwicklung (konjugierte Scherzonen, Westüberschiebungen, steile Aufschiebungen) liefern im Dünnschliff beobachtete Deformations- und Erholungsgefüge von Quarzen und Calciten: Für einen Vergleich der Gewichtung von Quarzdeformations- und Quarzerholungsgefügen wurden infolge der Heterogenität der Gesteine und der sich hieraus ergebenden unterschiedlichen Strainverteilung vergleichbares Probenmaterial gewählt. Ausgewählt wurden Quarzgänge in Tonschiefern, die zum einen als Quarz-Fiederspalt in einer Westüberschiebung mineralisiert worden sind, und zum anderen Quarzgänge, die im frühesten Faltungsstadium angelegt worden sind und während des Schieferungsprozesses deformiert wurden. Im Dünnschliff läßt sich erkennen, daß straininduzierte Grenzflächenwanderung bei Quarzen in Fiederspalt von Westüberschiebungen intensiver ist als bei Quarzen in Gängen, die während des Schieferungsprozesses deformiert worden sind. In Fiederspalt der Scherzone weisen die deformierten Quarze somit eine intensivere Warmbearbeitung als die während des Schieferungsprozesses deformierten Quarze auf, obwohl die Kaltbearbeitungsgefüge in ihrer Intensität vergleichbar sind.

Das dynamische Gleichgewicht von kornschädigenden und kornheilenden Prozessen wird durch steigende Temperaturen und/oder sinkende Strainraten zu den Erholungsprozessen hin verschoben. Deren treibende Kraft ist die Reduktion der durch Kaltbearbeitung erzeugten Strainenergie. Ein höherer Verformungsgrad bzw. eine höhere Deformationsenergie bewirkt ein Absinken der Temperungstemperatur (VOLL 1976, ELLIOTT 1973, NICOLAS & POIRIER 1976). Ein höherer differentieller Stress während der Scherzonenentwicklung fördert kristallplastische, kornschädigende Prozesse, was zu einem höheren Verformungsgrad führt und wie oben erwähnt, eine Herabsetzung der Temperungstemperatur zur Folge hatte. Westaufschiebungen zugehörige Fiederspalt (gering deformierte Zonen von Westüberschiebungen) und Quarzgänge, die im frühesten Faltungsstadium mineralisiert worden sind (während des Schieferungsprozesses stärker plastisch deformierte, weil kompetentere Zonen) weisen einen vergleichbaren Verformungsgrad auf. Die ausgeprägteren Erholungsgefüge während der Anlage der Westüberschiebungen können aus diesem Grund nur auf gegenüber dem Schieferungsprozeß gestiegene Temperaturen zurückgeführt werden.

Aus Gelände- und Laborbeobachtungen schließen GROSHONG et al. (1984), ROWE & RUTTER (1990) und BURKHARD (1993), daß die Dicke von Deformationszwillingen in Calciten im wesentlichen von der Temperatur kontrolliert wird.

Die Einflußmöglichkeit von Strainrate, Korngröße, Kornorientierung und differentiellem Stress auf die Zwillingsmorphologie wird von den Autoren als gering erachtet.

Während den verschiedenen Deformationsakten (Schieferung, Bildung von Scherzonen) sind neben dünnen auch dicke Zwillinge zu beobachten, die teils durch plastische Deformation verbogen werden. Dicke undeformierte Zwillingslamellen treten nach BURKHARD (1993) bei Temperaturen zwischen 150 und 300°C auf, plastisch deformierte (verbogene) hingegen erst ab Temperaturen von mehr als 200°C. Subkornbildung, die an Calcit-zwillingslamellen ansetzt, ist insbesondere bei Westüberschiebungen wesentlich häufiger zu beobachten als bei Calciten, die während des Schieferungsprozesses deformiert worden sind (vgl. Abb. 7.5c und 7.1b). Nach BURKHARD (1993) reflektiert eine von Calcit-zwillingen ausgehende Subkornbildung ("twin-boundary migration recrystallization", nach VERNON (1981)) Mindesttemperaturen von 250°C. Nach den Ergebnissen der Dünnschliffuntersuchungen hat die Temperatur während des Schieferungsprozesses 250°C gerade erreicht, während sie bei der Scherzonenentwicklung (konjugiertes kompressives Schersystem, Westüberschiebungen, steile Aufschiebungen) überschritten worden ist (s. Kap. 8.1.2). Weil Subkornbildung ein thermisch aktivierter Prozeß ist, ist er für eine Temperaturabschätzung zuverlässiger als eine Abschätzung, die auf der Morphologie von Zwillingslamellen beruht.

Die Tatsache, daß plastische Quarzdeformationsgefüge ("low temperature ductile fractures") abseits der Scherzone erhalten bleiben, während sie in direkter und unmittelbarer Umgebung von Scherzonen durch "recovery" abgebaut werden, erfordert in den Scherzonen sowie in deren unmittelbaren Umgebung höhere Temperaturen als in Gesteinen abseits der Scherzonen. Neben der Verwendung der Scherzonen als "Transportbahnen" für Fluide scheint auch ein advektiver Wärmetransport in ihnen wirksam gewesen zu sein. FERRY & DIPPLE (1991) fordern für die Regional- und für die Kontaktmetamorphose Massentransport durch Advektion, während Wärmetransport durch Wärmeleitung und untergeordnet durch Advektion erfolgen soll. Mit der Lokalisierung von Strain auf Scherzonen ist auch eine Konzentration des Fluiddurchsatzes auf Scherzonen verbunden (u.a. SIBSON et al. 1975, SIBSON 1988, 1990). Dies sollte einem advektiven Wärmetransport förderlich gewesen sein (s. Kap. 12.2). Während des Schieferungsprozesses konnten die Fluide das Gestein noch gleichmäßig verteilt - abgesehen von Permeabilitätsunterschieden - durchströmen, während der Scherzonenbewegung scheint dieser mehr oder weniger auf die Scherzonen begrenzt zu sein (s. Kap. 9.5). Obwohl der Gesamtdurchsatz von Fluiden durch die Gesteine der Bowers-Supergruppe im Übergang von Schieferung zu Scherbrüchen absackte (s. Kap. 12.2), sollte durch die Konzentration des Fluidtransportes auf Scherzonen pro Zeit ein höherer Fluiddurchsatz entlang diesen als entlang den Schieferflächen erfolgt sein. Die großen Fluidmengen, begrenzt auf die engen Bereiche der Scherzonen, verbesserten die Bedingungen für einen advektiven Wärmetransport und erklären die Temperaturdifferenz zwischen den Scherzonen und den umgebenden Gesteinen. Die beobachtete Temperaturerhöhung läßt sich so ohne weitere Absenkung und/oder Erhöhung des Temperaturgradienten erklären (folgendes Kapitel).

Die Deformationspfad wurde im bearbeiteten Profil nicht von sinkenden Temperaturen begleitet. Erholungsgefüge in Quarzen und Calciten belegen, daß es im Gegenteil eine leichte, auf Scherzonen begrenzte Temperaturerhöhung gegeben hat. Die Temperatur während der Schieferung kann mit 230°C, eher an die 250°C, die Temperatur in den Scherzonen mit 250°C, eher mit 260°C bis 270°C angesetzt werden (s. Kap. 8). Die nach der Schieferung beobachtete Temperatursteigerung in den Scherzonen sollte 30°C kaum überschritten haben. Beginnende dynamische Rekristallisation wurde nur in einer Westüberschiebung beobachtet. Die Temperungstemperatur der Quarzrekristallisation (275°C) ist zwar lokal erreicht, jedoch nicht wesentlich überschritten worden.

## 8 Metamorphose

Die drei beprobten Gebiete, unterer Carryer Gletscher, Index Spur und Mt. Bruce, zeigen unterschiedliche P-T-Bedingungen (s. Abb. 1.2). Metamorphosedaten für das BT, ermittelt mit verschiedenen Methoden, wurden von einer Vielzahl von Autoren veröffentlicht (LAIRD et al. 1982, BRADSHAW et al. 1982, WODZICKI et al. 1982, JORDAN et al. 1984, WODZICKI & ROBERT 1987, BUGGISCH & KLEINSCHMIDT 1989, KLEINSCHMIDT et al. 1991). Der Literatur zur Folge sollen die Bowers-Supergruppe und die Robertson-Bay-Gruppe eine "very low grade"-Metamorphose (teils wird auch eine "low grade"-Metamorphose beschrieben) aufweisen, die Millen-Schiefer, das Husky- und Lanterman-Konglomerat hingegen eine "low grade"-Metamorphose. Insbesondere in der Bowers-Supergruppe differieren die angegebenen P-T-Daten erheblich. Es besteht den obengenannten Autoren zur Folge keine einheitliche Meinung darüber, ob innerhalb der Bowers-Supergruppe Metamorphosesprünge und/oder tektonische Diskordanzen vorliegen oder nicht (s. Kap. 8.1). Die P-T-Abschätzungen in den drei beprobten Gebieten werden mit Hilfe von Mineralparagenesen und Mineralverformungsgefügen vorgenommen (s. Kap. 8.11 ff).

### 8.1 P-T-Bedingungen in Gesteinen der Bowers-Supergruppe

#### Einleitung

In der Sledgers-Gruppe der nördlichen Bowers Mountains leiten JORDAN et al. (1984) aus der Mineralparagenese Quarz-Chlorit-Epidot-Aktinolith  $\pm$  Calcit und Titanit die niedrigste Subfazies der Grünschieferfazies ab. Nach WODZICKI et al. (1982) und ADAMS et al. (1982) soll die Leap-Year- und Mariner-Gruppe eine Prehnit-Pumpellyit-fazielle, die Sledgers-Gruppe hingegen teils eine Prehnit-Pumpellyit-fazielle und teils eine Pumpellyit-Aktinolith-fazielle Metamorphose aufweisen. Die gesamte Bowers-Supergruppe soll nach WODZICKI et al. (1982) in einem Temperaturbereich zwischen 330 - 400°C bei 4 bis 5 kbar deformiert worden sein. Nach WODZICKI & ROBERT (1987) unterlag die gesamte Bowers-Supergruppe einer "very low grade"-Metamorphose der Prehnit-Pumpellyit-Fazies. BRADSHAW et al. (1982) wollen in der Bowers-Supergruppe zwei thermische Ereignisse erkannt haben: Während des jüngeren silurischen (K-Ar-Alter zwischen 400 und 420 Ma., siehe auch Kap. 2.3.1) soll die Mariner-Gruppe geschiefert worden sein. Ein älteres thermisches Ereignis (ca. 500 Ma) soll auf die Granite Harbour Intrusiva zurückzuführen sein. Letzteres ist jedoch unwahrscheinlich, da die Granite Harbour Intrusiva nur im Wilson Terrane zu finden sind (s. Abb. 1.1). GIBSON & WRIGHT (1985) und FINDLAY (1987b, 1992) fordern für ihre plattentektonischen Modelle eine prä-Leap-Year Metamorphose in der Sledgers- und Mariner-Gruppe. Die strukturgeologischen Ergebnisse (siehe gesamtes 4. Kapitel) widerlegen jedoch die Annahmen von GIBSON & WRIGHT (1985) und FINDLAY (1992) eindeutig. Daten zur Illitkristallinität dokumentieren Deformationstemperaturen von 200°C bis 300°C für Gesteine der Sledgers- und Mariner-Gruppe (BUGGISCH & KLEINSCHMIDT 1989). Druckabschätzung mittels  $b_0$ -Methode an Hellglimmern von KLEINSCHMIDT et al. (1991) würden Überlagerungsmächtigkeiten von ca. 15 km erfordern. Verknüpft man

die Temperaturabschätzungen von 200°C bis 300°C von BUGGISCH & KLEINSCHMIDT (1989) mit den geforderten Überlagerungsmächtigkeiten von KLEINSCHMIDT et al. (1991), wäre das Ergebnis eine druckbetonte Metamorphose, wie sie Subduktionszonen charakterisiert (der geothermische Gradient wird von KLEINSCHMIDT et al. (1991) mit 13°C bis 15°C angenommen). Die in der Literatur für die Bowers-Supergruppe geforderten Drucke (3 - 7 kbar) und Temperaturen (200°C - 400°C) schwanken in einem nicht tolerierbaren Bereich.

### 8.1.1 P-T-Abschätzung mittels Mineralparagenesen

Vorwiegend andesitische Vulkanitbrekzien und -klasten enthalten als metamorphe Minerale Pumpellyit, Prehnit, Chlorit, Quarz, Calcit, Seladonit (?), K-Vermiculit (?) und Titanit (? = durch EDX-Analysen vermutet). Für eine P-T-Abschätzung wird auf P-T-Diagramme von WINKLER (1979) und LIU et al. (1987) zurückgegriffen. Fazieskritische Mineralparagenesen treten während der Schieferung und während den späteren Deformationsakte auf. Als nächstes werden die fazieskritischen Minerale besprochen. Wenn nicht ausdrücklich erwähnt, bezieht sich der folgende Text auf die während des Schieferungsprozesses gewachsenen Minerale.

#### Pumpellyit

Pumpellyit findet sich in hornblende- und plagioklasführenden intermediären bis basischen pyroklastischen Gesteinen. Zum einen verdrängt er die Anorthitkomponente der Plagioklase (s. Abb. 8.1a), zum anderen tritt er in vulkanischen Blasenfüllungen mit Epidot, Chlorit (s. Abb. 8.1b), Calcit, Seladonit (?) und K-Vermiculit (?) auf. Auf Rissen des gleichen Gesteins findet man ihn oft allein oder mit Epidot und/oder Chlorit. In Calcit-Quarz-Prehnit-Gängen ist Pumpellyit seltener ausgebildet. Bei der Verdrängung von Plagioklas ist meist ein feines Pumpellyitgekröse zu beobachten. In Gängen und Blasenfüllungen zeigt Pumpellyit häufig eine radialstrahlige Ausbildung.

Synkinematische Pumpellyitbildung wurde u.a. in einer steilen Westaufschiebung beobachtet. Ein feines Pumpellyitgekröse mit Epidot, Prehnit, Chlorit und Calcit/Quarz tritt in Lagenharnischen auf (s. Abb. 8.1e, 4.41 und 4.42). In Fiederspalten finden sich oft monomineralische Pumpellyitmineralisationen.

Im Dünnschliff weist Pumpellyit meist ein intensives Grün auf. Bräunlich-gelbe Farben und blaugüne bis türkise Farben sind ebenfalls zu sehen. Die türkise Färbung ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf ein hohes Al/Fe-Verhältnis zurückzuführen (Probe Ca 148h, siehe EDX-Analysen im Kap. 16).

#### Prehnit

Prehnit tritt hauptsächlich in calcitführenden Gängen (s. Abb. 8.1a) und untergeordnet als Verdrängungsprodukt der Anorthitkomponente der Plagioklase auf. Wie auch Pumpellyit ist Prehnit, auch wenn er auf Gängen vorkommt, an

intermediäre bis basische pyroklastische Gesteine geknüpft. Auf Gängen ist Prehnit oft radialstrahlig-blättrig ausgebildet. Er ist mit Calcit, Quarz und Pumpellyit verwachsen. Als Verdrängungsprodukt der Anorthitkomponente der Plagioklase bildet er teils ein feines Mineralgekröse, das bei einer Art Sammelkristallisation größere, gleich orientierte xenomorphe Minerale bildet.

Prehnit konnte auch in Westüberschiebungen und steilen Westaufschiebungen nachgewiesen werden (s. Abb. 4.41 und 8.1c,e). Er läßt sich in calcitführenden Fiederspalten, in der Nähe der Hauptscherflächen und in Lagenharnischen in Paragenese mit Pumpellyit, Calcit, Quarz, Epidot und Chlorit nachweisen.

### Chlorite

Chlorite bilden die Schieferflächen ab, treten als Druckschattenmineralisationen und auf Extensionsbrüchen auf. Häufig ist Chlorit als Umwandlungsprodukt von Klinopyroxenen und Amphibolen zusammen mit Epidot nachzuweisen. In Scherzonen (insbesondere in P- und T-Flächen ist meist ebenfalls Chloritbildung zu beobachten. Mikroskopie (Charakter der Hauptzone, Doppelbrechung) und EDX-Analysen dienen einer groben Abschätzung des Chloritchemismus. Mit den Ergebnissen der EDX-Analysen (es wurden keine Standards verwendet) konnte die Substitution des Siliziums durch Aluminium in der Tetraederposition und die Substitution des Magnesiums durch das Eisen in der Oktaederposition nur grob bestimmt werden - infolge des in allen EDX-Analysen beobachteten Siliziumüberschusses sind die errechneten Werte für Mol-% Al<sup>IV</sup> als zu hoch, die Werte für Mol-% Fe<sup>VI</sup> als zu niedrig anzusehen. Gemäß dem chemischen Variationsdiagramm für Orthochlorite (TRÖGER 1969) geben sich die Chlorite in fast allen Gesteinen (pyroklastische Brekzien, pyroklastische Chloritschiefer, klastenarme Chloritschiefer) als Diabantite oder Pyknochlorite (Reihe der Mg-Fe<sup>(2+)</sup>-Chlorite) zu erkennen. Die Mg-betonten Varietäten sind jeweils weitaus häufiger als die Fe-betonten. In der Probe eines strafflagigen Talk-Anthophyllit-Chloritschiefers (Anthophyllit- und Talknachweis mit EDX-Analyse) konnte Pennin und Klinochlor (Mg-Chlorite) nachgewiesen werden (zwischen 6 und 10 Mol-% Fe<sup>VI</sup>).

Abb. 8.1a: Prehnit (Pr) in einem Quarz-Calcit-Gang (Cc) und Plagioklas, der teils von Pumpellyit (Pu) verdrängt wurde. Gestein: Massige pyroklastische Brekzie (syn-S.) (Ca 255).

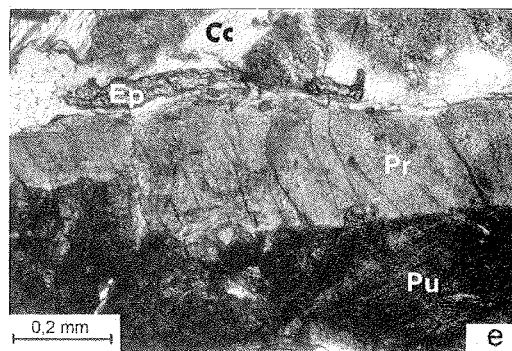
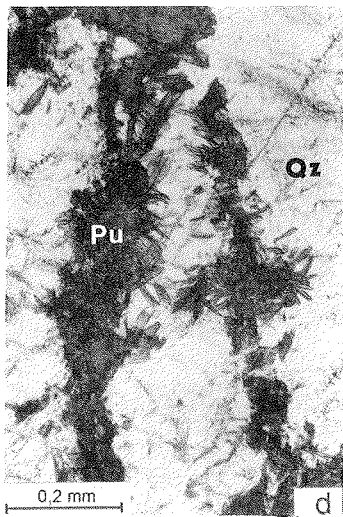
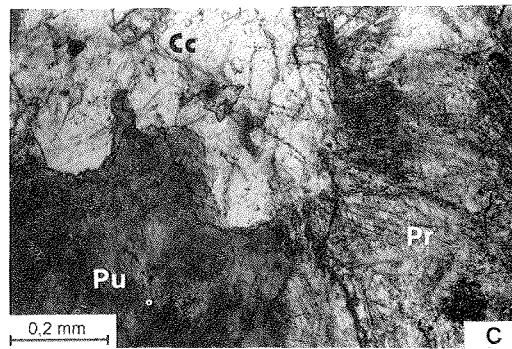
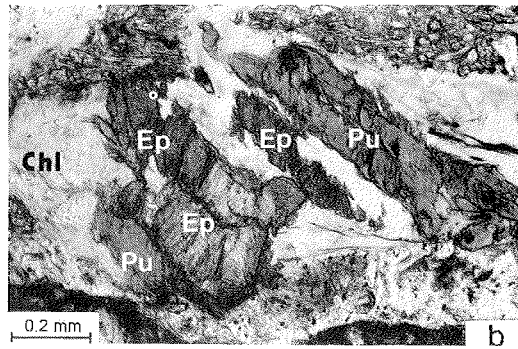
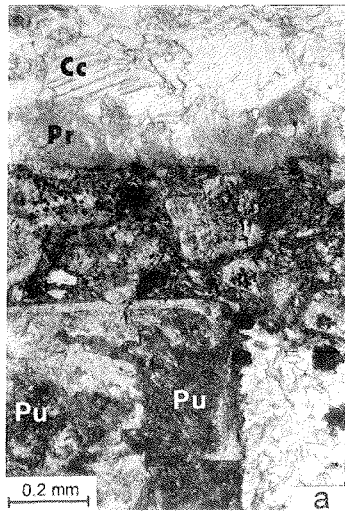
Abb. 8.1b: Feines Pumpellyit- (Pu) und Epidotgekröse (Ep) mit Chlorit (Chl). Gestein: Geschieferete pyroklastische Brekzie (syn-S.) (Ca 116).

Abb. 8.1c: Pumpellyit, Prehnit und Calcit in einem Lagenharnisch (Westüberschiebung) (Ca 222).

Abb. 8.1d: Pumpellyit und Quarz in einer Fiederspalte (steile Westaufschiebung) (Ca 15).

Abb. 8.1e: Pumpellyit, Prehnit, Epidot und Calcit in einem Lagenharnisch (steile Westaufschiebung) (vgl. Abb. 4.41 und 4.42) (Ca 14).





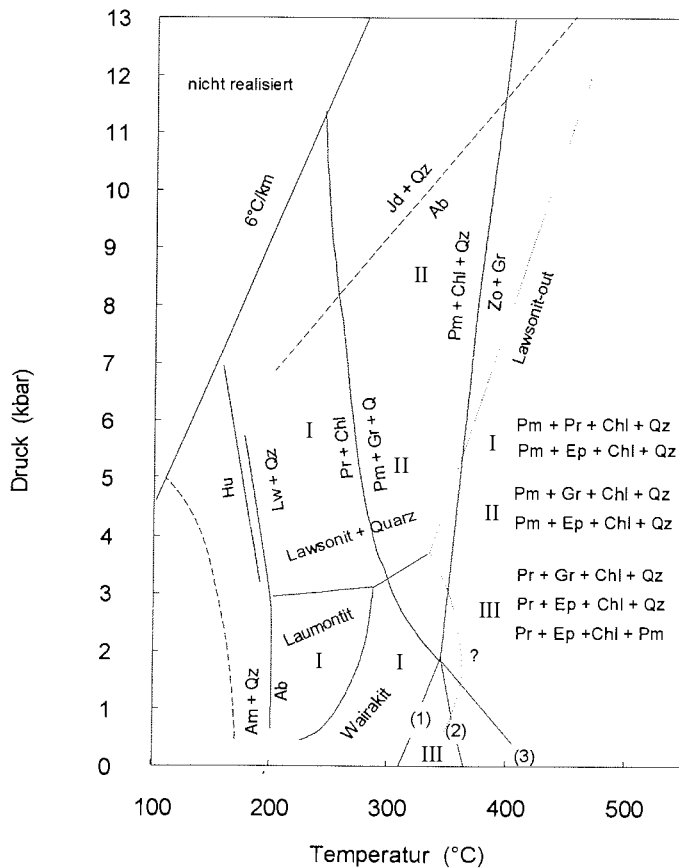


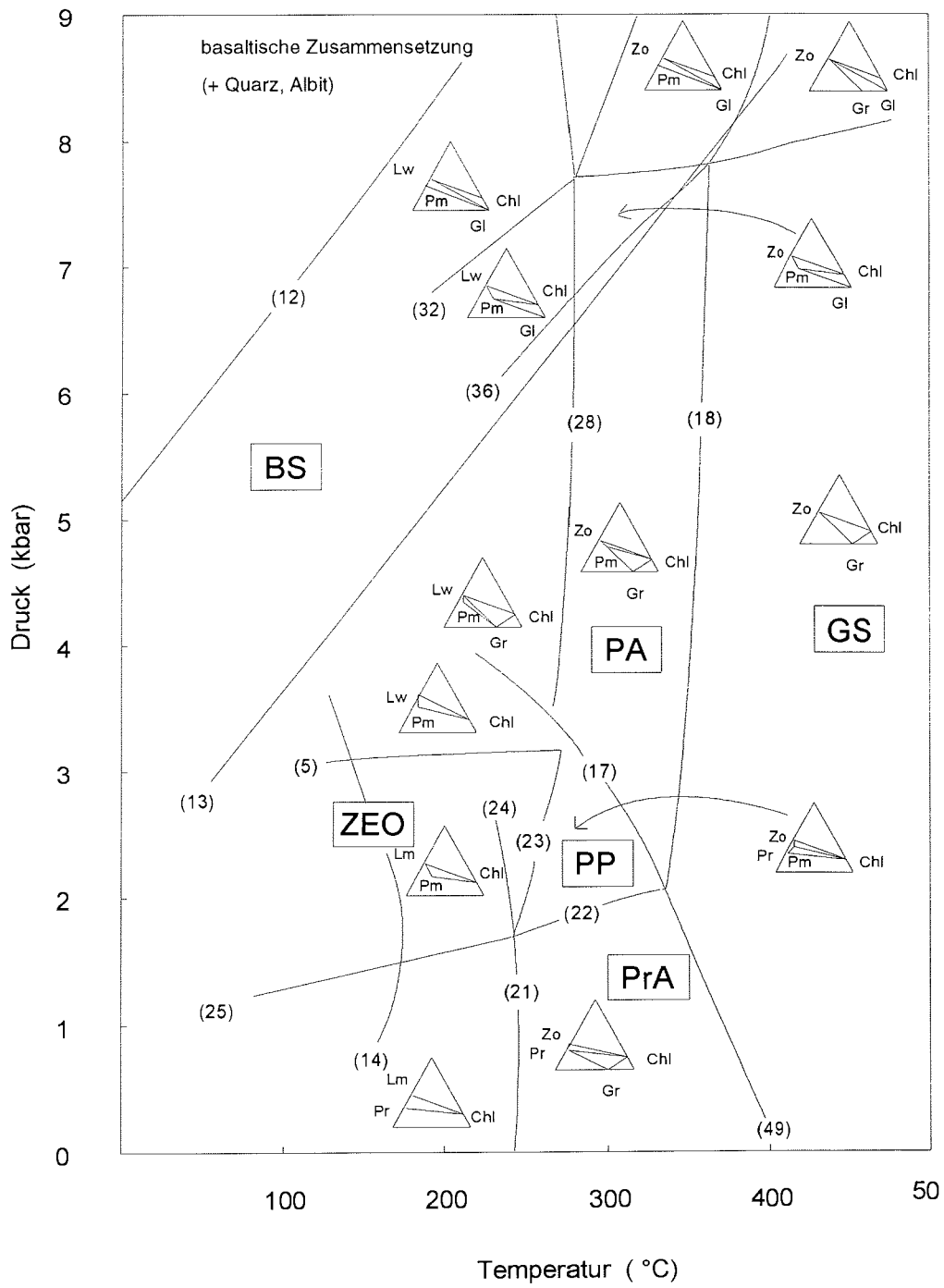
Abb. 8.2: P-T-Diagramm nach WINKLER (1979).  $Pm + Qz = Pr + Cz + Chl$  (1);  $Pr + Chl + Qz =$  Diopsid + Gr (2);  $Pr + Chl = Pm + Cz + Gr$  (3). Weitere Erläuterungen siehe Abb. 8.3.

Abb. 8.3 P-T-Diagramm nach LIU et al. (1987).

Mineralreaktionen:  $Lm = Lw + Qz + H_2O$  (5),  $Jd = Qz + Ab$  (12), Aragonit = Calcit (13),  $Am + Qz = Ab + H_2O$  (14),  $Pr + Chl + H_2O = Pm + Gr + Qz$  (17),  $Pm + Chl + Qz = Cz + Gr + H_2O$  (18),  $Pm + Qz = Cz + Pr + Chl + H_2O$  (22),  $Lm + Pr = Cz + Qz + H_2O$  (21, 24),  $Lm + Pm = Cz + Chl + Qz + H_2O$  (23),  $Pr + Chl + Lm = Pm + Qz + H_2O$  (25),  $Lw + Pm = Cz + Chl + Qz + H_2O$  (28),  $Pm + Gl + Qz + H_2O = Gr + Chl + Ab$  (36).  $Pr + Chl + Qz = Cz + Gr + H_2O$  (49).

Analcim (Am), Albit (Ab), Chlorit (Chl), Epidot (Ep), Klinozoisit (Cz), Glaukophan (Gl), Grammatit (Gr), Jadeit (Jd), Laumontit (Lm), Lawsonit (Lw), Quarz (Qz), Prehnit (Pr), Pumpellyit (Pm), Zoisit (Zo).

Blauschieferfazies (BS), Zeolith-Fazies (ZEO), Prehnit-Aktinolith-Fazies (PrA), Prehnit-Pumpellyit-Fazies (PP), Pumpellyit-Aktinolith-Fazies (PA), Grünschieferfazies (GS).



## Epidot

Epidot ist während allen Deformationsakten an Rißbildungen geknüpft. Er tritt in Paragenese mit Calcit, Quarz, Prehnit, Pumpellyit, Chlorit und K-Vermiculit (?) auf (s. Abb. 8.1b,e). Weiterhin ist er als Umwandlungsprodukt von magmatischen Klinopyroxenen und Hornblenden in pyroklastischen Brekzien und sehr untergeordnet bei der Umwandlung von Plagioklasen zu beobachten.

Folgende Paragenesen (Verwachsungen) konnten im E-W-Profil entlang des unteren Carryer Gletschers nachgewiesen werden:

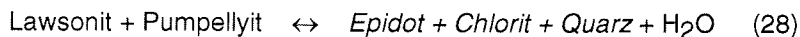
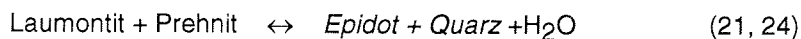
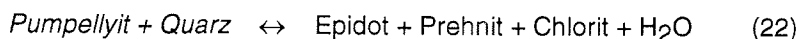
- syn-S<sub>1</sub>:

Prehnit-Pumpellyit-Quarz-Calcit  
Epidot-Pumpellyit-Chlorit  
Chlorit-Pumpellyit-Seladonit(?) - Quarz  
Epidot-Chlorit-K-Vermiculit(?) - Calcit  
Talk-Anthophyllit-Chlorit  
Pumpellyit-Quarz  
Pumpellyit-Epidot

- konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen und steile Westaufschiebungen:

Prehnit-Pumpellyit-Epidot-Chlorit-Quarz-Calcit  
Prehnit-Pumpellyit-Calcit  
Epidot-Pumpellyit-Chlorit  
Prehnit-Epidot-Pumpellyit  
Pumpellyit-Quarz

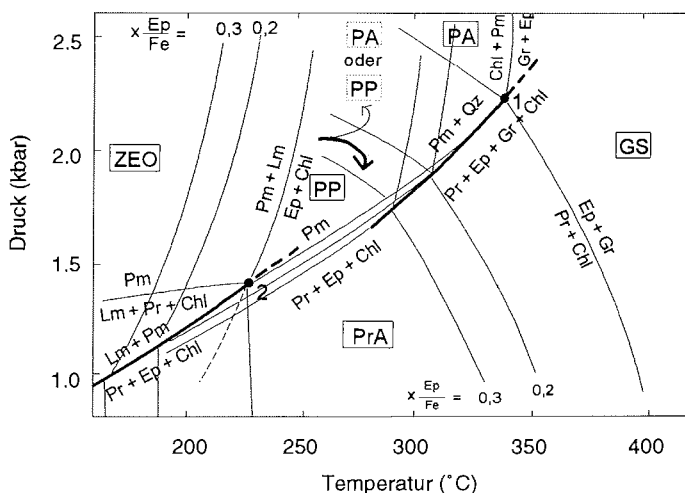
Die für eine Eingrenzung der P-T-Bedingungen im BT wichtigen Mineralreaktionen und im Dünnschliff beobachteten Mineralparagenesen (kursiv) lauten (vgl. Abb. 8.3):



Verwachsungen von Aktinolith und Pumpellyit sind nicht nachweisbar, und Prehnit ist neben Chlorit stabil. Es läßt sich hiermit ausschließen, daß die Reaktion 17 in Richtung des Stabilitätsfeldes der druckbetonteren Pumpellyit-Aktinolith-Fazies abgelaufen ist (s. Abb. 8.3). Eine in andesitischen Gesteinen

oft anzutreffende, meist an Blasen und Gängen geknüpft Mineralvergesellschaftung lautet Epidot-Pumpellyit-Chlorit.

Der Stabilitätsbereich von Pumpellyit-Prehnit-Chlorit-Quarz, eine im untersuchten Probenmaterial häufig beobachtete Paragenese, sei nach WINKLER (1979) nicht drucksensitiv (s. Abb. 8.2). Dies steht im Widerspruch zu neueren P-T-Diagrammen von LIU et al. (1987), die für diese Paragenese einen Druckbereich zwischen ca. 1,5 und ca. 3 kbar angeben (s. Abb. 8.3). Gemäß dem P-T-Diagramm von LIU et al. (1987) ist für das untersuchte Profil entlang des unteren Carryer Gletschers ein Maximaldruck von 3 kbar anzunehmen. Die Metamorphose läßt sich auf das P-T-Feld der Prehnit-Pumpellyit-Fazies eingrenzen. Nach LIU et al. (1987) ist links der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies im Temperaturbereich zwischen 180 bis 250°C, bei Drucken zwischen 3 und 6 kbar (dies ist das P-T-Feld, in dem nach WINKLER (1979) die Paragenese Pumpellyit-Prehnit-Chlorit-Quarz stabil sein soll) Lawsonit in Paragenese mit Aktinolith und/oder Chlorit oder Lawsonit in Paragenese mit Aktinolith und Pumpellyit oder Aktinolith und Chlorit - bei entsprechendem Chemismus - zu erwarten bzw. stabil. Lawsonit konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Die beobachtete Paragenese Pumpellyit-Prehnit-Chlorit schränkt die Metamorphose im bearbeiteten Profil auf das P-T-Feld der Prehnit-Pumpellyit-Fazies ein. Die die Prehnit-Pumpellyit-Fazies begrenzenden Reaktionen sind kontinuierliche Reaktionen, die bei Miteinbeziehung der  $Fe_2O_3$ -Komponente bei geringeren Drucken und Temperaturen einsetzen (LIU et al. 1987).



wahrscheinlicher (  $\rightarrow$  ) und wenig wahrscheinlicher (  $\dashrightarrow$  ) P-T-Pfad von Schieferung über konjugiertes Schersystem und Westüberschiebungen zu steilen Westaufschiebungen

Abb. 8.4: Das P-T-Diagramm zeigt die kontinuierlichen Reaktionen um die invarianten Punkte 1 und 2 und Verlagerung der invarianten Punkte entlang diskontinuierlicher Reaktionen bei Einbeziehung von  $Fe_2O_3$  in das eisenfreie System der Abb. 8.3. Die Isolinien geben den  $X_{Fe^{+++}}$ -Gehalt des Epidots bei den kontinuierlichen Reaktionen wieder (nach LIU et al. 1987).

Für eine prograde Epidotbildung kommen im untersuchten Probenmaterial die Reaktion 23 oder 24 in Frage. Mittels  $X_{Fe^{+++}}$ -Gehalt von Epidot lassen sich im untersuchten Probenmaterial die Reaktionstemperaturen für die Reaktion 23 abschätzen - hier wurden nur Epidote betrachtet, die in Paragenese mit Chlorit und Quarz vorkommen. Das häufige Auftreten von Pumpellyit neben Chlorit, Epidot und Quarz ist darauf zurückzuführen, daß bei der Reaktion 23 ein Überschuß von Pumpellyit vorhanden war. Die mittels EDX-Analysen (grob) ermittelte Zusammensetzung der Epidote ( $Ca_2Al_2(Al_{0,28}, Fe_{0,72}) - Ca_2Al_2(Al_{0,14}, Fe_{0,86})$ ) gibt ein X Ep/Fe-Verhältnis wieder, das um die 0,2 schwankt. Die kontinuierliche Reaktion 23 muß in Abhängigkeit vom Druck bei Temperaturen zwischen 180 und 220°C stattgefunden haben (s. Abb. 8.4). Beim Prehnit beträgt der diadoche Ersatz des oktaedrisch koordinierten Aluminiums durch das Eisen 10 bis 20 Atom-% (Prehnite in Paragenese mit Chlorit, EDX-Analyse, (s. Kap. 16)). Gemäß der Abb. 8.4 sollte sich die potentielle Reaktion 17 im BT aufgrund des erheblichen Fe-Gehaltes des Prehnits zu geringeren Drucken und Temperaturen hin verschoben haben. Die erheblichen Fe-Gehalte des Epidots dokumentieren, daß die durch die Mineralparagenesen angezeigten maximal möglichen Temperaturen und Drucke im Gebiet des unteren Carryer Gletschers nicht wie in Abb. 8.3 bei 330°C (bei 2,3 kbar) und 3 kbar (bei 270°C) anzusiedeln sind, sondern eher um die 300°C (bei 1,8 kbar) und um die 2,5 kbar (bei 230°C) (s. Abb. 8.4).

### 8.1.2 Temperaturabschätzung mittels Verformungsgefügen und Mineralneubildungen

Deformationsstrukturen und Erholungsgefüge von Quarzen geben Temperaturen wieder, die um die 250°C (bis maximal 275°C) liegen. Dynamische Rekristallisation, die nach VOLL (1976) bei 275°C beginnt, konnte nur in einer quarzreichen Westüberschiebung beobachtet werden. Plastische Deformation, Deformationsbänder und Deformationslamellen, kontinuierliche und diskontinuierliche Undulösität wurden in Proben der Sledgers- und Leap-Year-Gruppe nachgewiesen und treten nach Literaturangaben ab Temperaturen zwischen 200 und 250°C auf (WHITE 1976, NICOLAS & POIRIER 1976, VERNON 1983, ONCKEN 1989). In Dünnschliffen beobachtete straininduzierte Grenzflächenwanderung und beginnende Subkornbildung bei Quarzen ist in Scherzonen ausgeprägter als während des Schieferungsprozesses (s. Kap. 7.4). Diese Erholungsgefüge treten nach WHITE (1976), NICOLAS & POIRIER (1976) und ONCKEN (1989) ab ca. 230°C auf.

Die in den Gesteinen der Sledgers und Leap-Year-Gruppe - im überkippten wie auch offen gefalteten Profilteil - im Zusammenhang mit der Schieferung stets zu beobachtende Chlorit- und/oder Hellglimmerneubildung dient ebenfalls einer groben Abschätzung der erreichten Mindesttemperaturen; denn synkinematische Chloritneubildung beginnt bei ca. 200°C, für die Hellglimmerneubildung (Muscowit) werden hingegen etwas höhere Temperaturen (230°C) angenommen (ONCKEN 1989) (s. Abb. 8.5).

Wie in Kap. 7.4 diskutiert, sind die Temperaturen in den Scherzonen um bis zu 30°C höher anzusiedeln als während des Schieferungsprozesses. Aufgrund der

ausgeprägten Hellglimmerneubildung in  $S_1$ -Flächen, die belegt, daß die hierfür nötige Mindesttemperatur (230°C) erheblich überschritten worden ist, sollte für den Schieferungsprozeß eine Mindesttemperatur von 240°C angenommen werden. Für einen Temperaturanstieg in den Scherzonen besteht dadurch eine Spanne von max. 30°C. In der frühen Phase des Schieferungsprozesses fand Chloritneubildung auf Extensionsbrüchen statt (s. Kap. 9.2.2). Dies zeigt, daß der Schieferungsprozeß bei Mindesttemperaturen von circa 200°C einsetzte.

Mit Hilfe von Quarz- und Calcitverformungsgefügen läßt sich, verglichen mit Mineralparagenesen, eine feinere, wenn auch nur auf die Temperatur bezogene Differenzierung vornehmen:

Deformationsakt	Fazies	Subkornbildung im Quarz und an Calcitwillingslamellen	Temperatur
Schieferung	Pr-P-Fazies	sehr gering	*1 *2,3 (200) 230-250°C
Konjugiertes Schersystem	Pr-P-Fazies	gegenüber dem Schieferungsprozeß leicht gesteigert	240-260°C
Westüberschiebungen	Pr-P-Fazies	gegenüber dem Schieferungsprozeß deutlich gesteigert	250-275°C
steile Westaufschiebungen	Pr-P-Fazies	gegenüber den Westüberschiebungen abnehmend	250-270°C
steile Ostaufschiebungen	*4	weiter abnehmend	230-250°C

- \*1 Mindesttemperatur bei Einsetzen des Schieferungsprozesses
- \*2 die unterstrichenen Temperaturen sind wahrscheinlicher
- \*3 für den östlichen Profilabschnitt 250°C, für den westlichen 230°C
- \*4 es lagen keine kritischen Mineralparagenesen vor

Die ermittelten Deformationstemperaturen, circa (200) 230 - 250°C für den Schieferungsprozeß und 250 - 275°C für die Scherzonenentwicklung, fallen in das Temperaturfeld der "very low grade"-Metamorphose. Während der Anlage der Schieferflächen ist der Maximaldruck mit 2,3 kbar (bei 240°C) und während der Scherzonenentwicklung mit maximal 2,1 kbar (bei 260°C) anzusetzen (s. Kap. 7.4 und Abb. 8.4).

Eine Schieferungstemperatur zwischen 240 bis 260°C ist nur für den östlichen Profilverteil gültig. Der westliche Profilverteil (offen gefaltetes Carryer-Konglomerat) befand sich zum Zeitpunkt der Faltung und Schieferung in einem etwas höheren Krustenniveau, das jedoch in jedem Fall Temperaturen von mindestens 230°C aufwies (Hellglimmerbildung auf Schieferflächen) (vgl. Abb. 4.1).

Die höchsten Temperaturen, wenn auch nur auf Scherzonen begrenzt, wurden sehr wahrscheinlich während der Anlage der Westüberschiebungen, wo bereits dynamische Quarzrekristallisation einsetzte (s. Kap. 7.2.3; Bsp. d), erreicht. Ob die P-T-Schleife auf dem prograden oder retrograden Ast steiler gewesen ist,

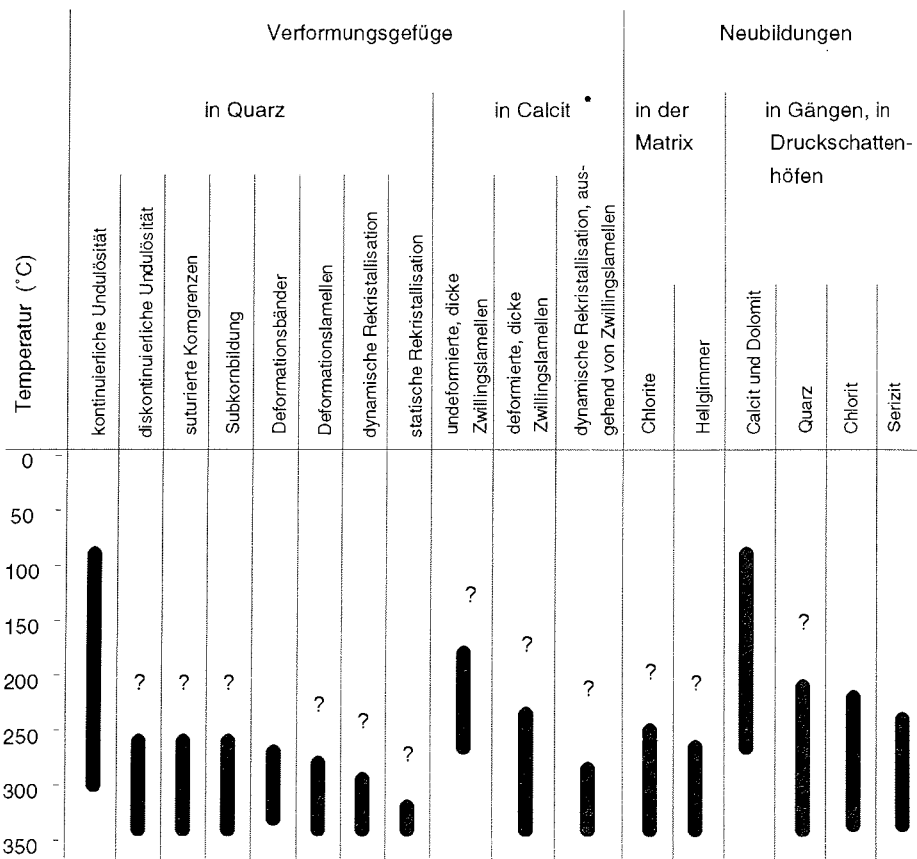


Abb. 8.5: Verformungsgefüge von Quarzen und Calciten, sowie Mineralneubildungen in Abhängigkeit der Temperatur (ONCKEN 1989 ergänzt\* nach BURKHARD 1993) und verändert).

kann mit den angewendeten Methoden nicht beantwortet werden. Eine allmähliche Aufheizung der Bowers-Supergruppe durch Zufuhr heißer Fluide, was bei einem advektiven Wärmetransport zu erwarten ist (s. Kap. 12.2), sollte eine P-T-Schleife bedingen, bei der der prograde Ast der steilere bzw. der druckbetontere ist. Nimmt man nach der Anlage der Westüberschiebungen einen Druckanstieg an, d.h. eine P-T-Schleife mit einem flachen prograden und steilen retrograden Ast, wäre bei dem beobachteten Temperaturanstieg das Stabilitätsfeld der druckbetonteren Pumpellyit-Aktinolith-Fazies rasch erreicht gewesen. Der Übergang von der Prehnit-Pumpellyit-Fazies zur Pumpellyit-Aktinolith-Fazies (kontinuierliche Reaktion 17, s. Abb. 8.3 oder 8.4) vollzieht sich bei höheren Temperaturen zu geringeren Drucken hin. Aus diesem Grund ist eher mit einer P-T-Schleife zu rechnen, die, wie in der Abb. 8.4 dargestellt, im Uhrzeigersinn verlaufen ist. Die Ausführungen im Kapitel 12.4 werden nahelegen, daß der prograde Ast des P-T-Pfades der druckbetontere ist.



## 8.2 P-T-Bedingungen in den Millen-Schiefern

Bezüglich der Metamorphose der Millen-Schiefer wird auf eine ausführliche Besprechung verzichtet. Die eigenen Ergebnisse, die durch Probennahme in der Umgebung des Mt. Bruce (s. Abb. 1.1) ermöglicht worden sind, decken sich mit den von JORDAN et al. (1984) und FINDLAY (1987b) gegebenen Daten. Quarz in Metapsammiten zeigt während der prägenden 1. und der 2. Schieferung dynamische Rekristallisation. Die Quarzrekristallisationstemperatur von 275°C (VOLL 1976) ist überschritten worden. Bei Plagioklas und Kalifeldspat konnte lediglich kontinuierliche und nur selten diskontinuierliche Undulösität nachgewiesen werden.

In weitgehender Übereinstimmung mit JORDAN et al. (1984) und FINDLAY (1987b) wurden folgende metamorphe Paragenesen beobachtet:

- Chlorit-Epidot-Aktinolith,
- Chlorit-Epidot-Quarz,
- Chlorit-Zoisit und
- Talk-Grammatit-Titanit in Metabasiten sowie
  
- Quarz-Albit-Hellglimmer-Chlorit ± Epidot ± Calcit in Metapsammiten.

In Metabasiten konnte weder Pumpellyit, Lawsonit noch Prehnit nachgewiesen werden. In den metapsammitischen Gesteinen wurde hingegen keinerlei Biotit in Paragenese mit Hellglimmern beobachtet. Die Metamorphose der Millen-Schiefer in den nördlichen Bowers Mountains läßt sich auf die untere Grünschieferfazies (Chlorit-Zone, s. WINKLER 1979, TURNER 1981) eingrenzen. In den Victory Mountains (Gebiet um Handler Ridge, s. Abb. 1.1) soll nach WRIGHT & FINDLAY (1984) in den Millen-Schiefern teils eine grünschieferfazielle, teils eine Pumpellyit-Aktinolith-fazielle Metamorphose dokumentiert sein.

## 8.3 P-T-Bedingungen im Husky- und Lanterman-Konglomerat

Eine P-T-Abschätzung des Husky- und Lanterman-Konglomerats bei Index Spur (s. Abb. 2.2) erfolgt mit Hilfe von metamorphen Paragenesen und Verformungsgefügen.

### Husky-Konglomerat

In den intermediären bis mafischen Gesteinen des Husky-Konglomerats (Gerölle und Blöcke von Vulkaniten, Pyroklastika und Plutoniten in einer metapyroklastischen (?) Matrix) koexistieren die metamorphen Paragenesen aktinolitische Hornblende, Epidot, Plagioklas (Albite), Chlorit, Titanit, Calcit und Biotit. Metamorphe Hornblenden sind in Vulkaniten oder Plutoniten meist nadelig, wenig geregelt und teils radialstrahlig ausgebildet. In der Matrix des Konglomerats sind die nadeligen Hornblenden parallel der prägenden Schieferung eingeregelt. Es handelt sich um aktinolitisch-tschermakitische Hornblende, die zudem Beimengungen von Edenit (EDX-Analysen, s. Kap. 16) aufweist. Die

Zusammensetzung der Hornblenden schwankt erheblich: Aktinolith (50 bis 95%), Tschermakit (5 bis 30%) und Edenit (0 bis 35%). Charakteristisch für die meisten Hornblenden ist eine blaue Absorptionsfarbe in Richtung der Längsachse. Der Chemismus der Hornblenden wird vom Eduktgestein beeinflusst: Hornblenden in Quarz-Hornblende-Schiefern sind farblos, weisen geringe Al-Gehalte (geringer Tschermakitanteil) auf und sind Na-frei (keine Edenit-Komponente). Diese Hornblenden können als Aktinolith mit einer geringen Tschermakitkomponente bezeichnet werden. Die "blauen" Hornblenden können nach TRÖGER (1969) als barroisitische Aktinolith oder tschermakitsche Aktinolith bezeichnet werden. Für eine Benennung als Barroisit sind die Tschermakitgehalte zu niedrig. Die Blaufärbung der Aktinolith in Gesteinen mit hohem Plagioklasgehalt (Bsp. Tonalit) ist charakteristisch für die höchsttemperierte Subfazies der Grünschieferfazies, d.h. der Epidot-Almandin-Subfazies (MIYASHIRO 1958). Nach WINKLER (1979) entspricht diese dem höchsttemperierten Teil der "low grade"-Metamorphose. Mafische Gesteine werden in dieser Fazies als Albit-Oligoklas-Amphibolite bezeichnet. Der Übergang von Aktinolith zu tschermakitischen Hornblenden wird bei Temperaturen von 450°C angesiedelt (WINKLER 1979). Die Grenze "low grade"-/"medium grade"-Metamorphose wurde nicht überschritten, weil Chlorit neben den übrigen metamorphen Paragenesen stabil ist (s. WINKLER 1979). Die Probennahme erfolgte bei Index Spur, wo das Husky-Konglomerat eine Ausstrichbreite von circa 100 m aufweist. Eine von GIBSON (1984) bei Indecision Spur und Last Chance Ridge (Ausstrichbreite 2 - 3 km) beschriebenen Zunahme der Metamorphose im Husky-Konglomerat von West nach Ost konnte bei Index Spur nicht beobachtet werden. Ein Fehlen der schwächer metamorphen Teile und die geringe Ausstrichbreite bzw. Mächtigkeit ( $S_0$  und  $S_1$  sind sehr steil) läßt sich durch tektonische Prozesse erklären (s. u.a. Kap. 12.1.2.2 und 13).

Für eine Temperaturabschätzung bieten sich in den untersuchten Proben Plagioklase in magmatischen Eduktgesteinen an. Diese zeigen kontinuierliche und diskontinuierliche Undulösität und teils ausgeprägte Subkornbildung. Die Subkörner sind stets aus Kornteilen der Altkörner entwickelt worden. Selbst vollständig rekristallisierte Altkörner sind an gemeinsamen Additions- und Subtraktionsflächen unter Benutzung von Rot I zu erkennen. Dynamische Rekristallisation setzt bei Ca-führenden Plagioklasen (Oligoklas und zu Ca-reicheren hin) nach VOLL (1969) bei ca. 450°C ein. Tiefalbit rekristallisiert nach VOLL (1969) erst, wenn er in Oligoklas umgewandelt wird, d.h. wenn er entordnet wird). Für die Rekristallisation der geordneten Tieftemperaturalbite werden Temperaturen von mindestens 500°C gefordert (VOLL 1969, TURNER 1981).

Nach EDX-Analysen blieb der Anorthitgehalt im Albitrekristallinat stets unter 6%. Die Rekristallisation von Plagioklas produzierte keinen Oligoklas. Die Rekristallisation von Plagioklas ist nach dem oben gesagten nur möglich (der höchsttemperierte Teil der Grünschieferfazies, die Epidot-Almandin-Subfazies, reicht bis ca. 500°C), wenn die magmatischen Plagioklase ihren An-Gehalt bis in den Bereich der Grünschieferfazies "hinübergerettet" haben. Die tektofazielle Interpretation des Husky- und Lanterman-Konglomerats (s. Kap. 11.3) trägt einer hierfür nötigen raschen Versenkung Rechnung.

## Lanterman-Konglomerat

Die psammitische Matrix des Lanterman-Konglomerats (Komponenten: vorwiegend Metapsammite (quarzitische Glimmerschiefer), untergeordnet Granitoide und Amphibolite (s. auch GIBSON 1984)) führt Hellglimmer, Biotit, Epidot, Quarz, Albit, Alkalifeldspat und Calcit. Mit Ausnahme einer Chloritisierung des Biotits sind keine retrograden Mineralumwandlungen beobachtet worden. Stilplomelan konnte nicht nachgewiesen werden. Die Reaktionskurve Stilplomelan + Muscovit-out / Biotit + Muscovit-in (s. WINKLER 1979, S. 212, Abb. 14-1) wurde überschritten - die Reaktion ist, abhängig vom Druck, zwischen 420 und 470°C anzusetzen. Drucksensitive Paragenesen (Andalusit, Disthen) fehlen aufgrund des Chemismus der Psammite (zu geringer Al-Gehalt), so daß eine Druckabschätzung, beruhend auf Mineralparagenesen, nicht möglich ist.

Das Lanterman- und das Husky-Konglomerat wurden unter den Bedingungen der höchsttemperierten Grünschieferfazies, der Epidot-Almandin Subfazies, bei Temperaturen zwischen 450°C und 500°C deformiert. Druckabschätzungen, gestützt auf Mineralparagenesen, konnte nicht vorgenommen werden.

## 8.4 Fazit

Eine grünschieferfazielle Metamorphose, wie von JORDAN et al. (1984) in den nördlichen Bowers Mountains gefordert, liegt im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers nicht vor. Die Gesteine wurden im Arbeitsgebiet unter "very low grade"-Bedingungen der Prehnit-Pumpellyit-Fazies bei Temperaturen zwischen 240 und 275°C und Drucken zwischen 2, 3 und 2,1 kbar deformiert. Für die Schieferung können 250°C (bei maximal 2,3 kbar) und für die späteren Deformationsakte (konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen) bis maximal 275°C (bei max. 2,1 kbar) angenommen werden. Ein Druck von bis zu 6 kbar, wie von KLEINSCHMIDT et al. (1990) gefordert, ist für das BT auszuschließen. Circa 6 kbar bei Temperaturen von 240 - 275°C würden bereits an das P-T-Feld der Blauschieferfazies herantreten (s. Abb. 8.3). Vermutlich hatten die Fe-Mg-Gehalte des Eduktgesteins einen Einfluß auf die  $b_0$ -Gitterabstände bei Hellglimmern (Prof. Dr. BUGGISCH, persönliche Auskunft) und führten zu den hohen Druckangaben. Ein Übergang von Prehnit-Pumpellyit- zur Pumpellyit-Aktinolith-Fazies, von WODZICKI et al. (1982) im bearbeiteten Profil 200 m östlich der Grenze Carryer-Konglomerat/Sledgers-Gruppe beschrieben, ist nicht evident. Auch ein Metamorphosesprung zwischen Mariner- und Leap-Year-Gruppe ist, wie bereits von WODZICKI & ROBERT (1987) erkannt, nicht vorhanden. Dies deckt sich mit den struktureologischen Ergebnissen. Der P-T-D-Pfad des Carryer-Konglomerats ist mit dem der Sledgers-Gruppe und der Mariner-Gruppe identisch (s. Kap. 4 ff).

Eine von KLEINSCHMIDT et al. (1990) für das BT und RBT geforderte "MP"-Metamorphose, die zur "HP"-Metamorphose hin tendiert, ist auch aus folgenden Gründen unwahrscheinlich (hierbei muß jedoch von der Annahme ausgegangen werden, daß das Temperaturfeld homogen und der geothermische Gradient stabil ist): Die erste Schieferung in den Millen-Schiefern repräsentiert ein zeitgleiches, höher metamorphes Pendant zur ersten Schieferung im RBT

und BT (vgl. JORDAN et al. 1984, FINDLAY 1987b, s. auch Kap. 12.3). Entsprechend dem geothermischen Gradienten wären für die höher metamorphen Millen-Schiefer (circa 300 - 350°C), legt man die Druckabschätzung von KLEINSCHMIDT et al. (1990) für das RBT und BT zu Grunde (6 kbar bei circa 250°C), Drucke von ca. 8 kbar zu fordern. Bei diesen Drucken müßten in Metabasiten die Paragenesen Glaukophan und/oder Pumpellyit gebildet worden sein (s. Abb. 8.3). Diese Minerale konnten in Metabasiten der Millen-Schiefer nicht nachgewiesen werden. In Übereinstimmung mit JORDAN et al. (1984) und FINDLAY (1987b) wurde eine grünschieferfazielle Metamorphose verifiziert, die der Chlorit-Zone der Grünschieferfazies zugeordnet wird. Nach WODZICKI et al. (1982) sollen die Gesteine des RBT teils der Prehnit-Pumpellyit-Fazies, teils der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies und teils der unteren Grünschieferfazies angehören. Die die Pumpellyit-Aktinolith-Fazies begrenzenden kontinuierlichen Reaktionen 17 und 18 (s. Abb. 8.3 und 8.4) werden bei einem geothermischen Gradienten von 30°C/km bereits bei geringen Temperaturanstiegen durchlaufen - je geringer die Drucke, desto geringer wird der erforderliche T-Anstieg, um das Stabilitätsfeld der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies zu durchlaufen. Mit einer druckbetonten Metamorphose bzw. einem geothermischen Gradienten von 15°C/km (KLEINSCHMIDT et al. 1991) ist dies nicht vereinbar. Für BT und RBT ergibt sich aufgrund den von WODZICKI et al. (1982) und im bearbeiteten Carryergletscherprofil beobachteten Paragenesen ein geothermischer Gradient, der um die 30°C/km anzusiedeln ist.

Einschränkend muß angemerkt werden, daß das bearbeitete Profil einen nur sehr kleinen Ausschnitt des BT repräsentiert, sich die gewonnenen P-T-Daten nicht unbedingt auf das gesamte BT übertragen lassen. Innerhalb der Bowers-Supergruppe bzw. dem BT lassen sich zwar Metamorphosesprünge ausschließen, ob jedoch die ermittelten P-T-Daten für das gesamte BT Gültigkeit haben, ist nicht sicher. Ein Blick auf die geologische Karte von Nordvictorialand zeigt (GANOVEX TEAM 1987), daß im Streichen des BT von SSE nach NNW ältere Einheiten zunehmend dominierender werden, im SSE vielleicht ein höher angeschnittenes Krustenniveau aufgeschlossen ist als im NNE, und Druck- und Temperaturbeanspruchung eventuell in der gleichen Richtung zunehmen.

## 9 Wirkung von effektiven Umschließungsdrücken, Differentialspannungen und Lithologie auf die Rheologie der "very low grade"-metamorphen Kruste des Bowers Terrane

Im Gegensatz zu intrakristallinen Verformungsmechanismen ist Kriechen durch Drucklösung (Lösungs-Fällungs-Kriechen) bereits unter anchimetamorphen Bedingungen ein effektiver Mechanismus, der bereits bei geringen Differentialspannungen, die unterhalb des Schwellenstress von plastischer Deformation liegen, aktiv ist (RUTTER 1976, 1983, SCHMID 1982, ENGELDER & MARSHAK 1985, GREEN 1984, GROSHONG ET AL. 1984, GROSHONG 1988). Als treibende Kraft des Kriechens durch Drucklösung werden chemische Potentialgradienten angesehen, die durch Stresskonzentrationen an Korn-Korn-Kontakten hervorgerufen werden (ELLIOTT 1973, ROBIN 1979, GREEN 1984, ENGELDER & MARSHAK 1985). Subhorizontale, in der YZ-Ebene der Schieferung orientierte Extensionsbrüche zeigen an, daß der Schieferungsprozeß in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe von Differentialspannungen ( $\sigma_1$ - $\sigma_3$ ) von  $\leq 4T$  begleitet worden ist (s. Abb. 4.6). Nach LAMA & VUTUKURI (1978) fallen Zugfestigkeitsbeträge von Sedimenten in eine Spanne zwischen 1 und 20 MPa (1MPa = 10 bar), wobei 80% der Werte Beträge von weniger als 12 MPa aufweisen. Unter metamorphen Bedingungen und geringen effektiven Umschließungsdrücken, d.h. bei hohen Fluidrücken, werden von ETHERIDGE (1983) für die Zugfestigkeit eines Gesteins Beträge zwischen 5 und 10 MPa angenommen. Demzufolge sollte der von Extensionsbrüchen begleitete Schieferungsprozeß im BT bei differentiellen Spannungen zwischen 20 und 40 MPa aktiv gewesen sein (vgl. Abb. 4.6.). Minimalbeträge für die Scherspannung lassen sich aus der plastischen Deformation der Calcite ablesen: Der für die Druckverzwillingung von Calciten erforderliche minimale Scherstress wird mit circa 10 MPa angesetzt (JAMISON & SPANG 1976, ENGELDER & MARSHAK 1985). Bezüglich des Schieferungsprozesses kann der lithostatische Druck im bearbeiteten Profil mit maximal 230 MPa angenommen werden, die Temperaturen mit circa 250°C (s. Kap. 8.1.1 und Kap. 8.1.2) und die differentiellen Spannungen in einer Größenordnung von 10 - 40 MPa. Für den Schieferungsprozeß in Tonschiefern (hier wurden keine Extensionsbrüche in der YZ-Ebene der Schieferung beobachtet) und auch für das extensionsbruchfreie Hauptschieferungsstadium der pyroklastischen Chloritschiefer ist mit differentiellen Spannungen zu rechnen, die zwischen 10 und < 40 MPa liegen (s. Kap. 9.2.1 bis 9.2.4).

Die Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen, daß der Schieferungsprozeß mit der Entwicklung von Extensionsbrüchen, über hybride Scherbrüche zu Scherbrüchen hin behindert wurde: Im bearbeiteten Profil zeigen Quarze in und in der unmittelbaren Umgebung der Scherzonen, mit Ausnahme der zuletzt gebildeten Quarze in Fiederspalten und "pull-apart"-Strukturen, generell kristallplastische Deformation. Undeformierte Quarze finden sich abseits von Scherzonen, besonders häufig in geschieferten Gesteinen, in denen die Quarzklasten voneinander isoliert in einer geschieferten Matrix eingebettet sind (s. Abb. 9.4a). Eine unveränderte Fortsetzung des Schieferungsprozesses bei differentiellen Spannungen von  $> 8T$  (Bedingung für die Ausbildung von konjugierten Scherbrüchen) hätte zu einer plastischen Deformation der Quarzklasten im Schiefer führen müssen, weil die gestiegenen differentiellen Spannungen

günstigere Konditionen für kristallplastische Deformation als während der vorausgegangenen Faltung und Schieferung bieten (vgl. RUTTER 1983, GREEN 1984, ENGELDER & MARSHAK 1985, GROSHONG 1988). Die isolierten Quarze entgingen der plastischen Deformation, weil sie durch die Matrix des Schiefers, die bei höheren differentiellen Spannungen nicht mehr merklich geschiefert wurde, abgeschirmt bzw. geschützt wurden. In Sandsteinen entging ein Teil der monokristallinen Quarzklasten nicht der plastischen Deformation, weil sie im Kontakt zueinander sind, die Korn-Korn-Kontakte die Scherspannungen übertragen haben. Wie bereits in Kap. 7 diskutiert, läßt sich nicht herausfiltern, ob die monokristallinen Quarze in Sandsteinen der Molar-Formation und des Carryer-Konglomerats während des Schieferungsprozesses und/oder während der Anlage des konjugierten Schersystems deformiert worden sind. Während beim Schieferungsprozeß ein Erreichen des Schwellenstress für die plastische Quarzdeformation durch den effektiven Mechanismus des Kriechens durch Drucklösung vielfach verhindert wurde, entgingen isolierte Quarze während der Anlage des konjugierten Schersystems der plastischen Deformation, weil die Behinderung des Kriechens durch Drucklösung in den Schieferflächen diese vor der Deformation abschirmte (s. Kap. 9.3).

Kriechen durch Drucklösung untergliedert sich in drei Teilprozesse: 1. Drucklösung, 2. Transport und 3. Ausfällung (s. Kap. 7). Wird nur einer der Prozesse eingeschränkt, wird der Gesamtprozeß behindert (RUTTER 1983, ELLIOTT 1976, ETHERIDGE et al. 1984, GROSHONG 1988). Die Ausfällung braucht in den Gesteinen des BT nicht berücksichtigt zu werden: Ein Volumenstrain von 10 bis 20% (s. Kap. 4.3.1) reflektiert einen advektiven Abtransport des druckgelösten Materials (s. Kap. 12.2). Für den Transport von druckgelöstem Material werden verschiedene Wegsamkeiten diskutiert: Nach RUTTER (1983) soll der diffusive Transport von druckgelöstem Material vorwiegend in Fluidfilmen, die auf Kornoberflächen aufsitzen, erfolgen. In Versuchen mit Kaolonit konnte RUTTER (1983) zeigen, daß Fluidfilme einen Scherstress von 100 MPa und mehr zu tragen vermögen und daß sich dieser Betrag zu höheren Temperaturen hin reduziert. Von ELLIOTT (1973) wird zusätzlich ein diffusiver Transport durch das Kristallgitter, entlang von Mikrorissen in Kristallen oder entlang von Korngrenzen diskutiert. Für einen Transport entlang von Korngrenzen sprechen die Beobachtungen von u.a. ELLIOTT (1973) und WHITE (1976), daß Minerale in Gesteinen, in denen Drucklösung wirksam gewesen ist, in den Randzonen ungeordnete Gitter ("Porositäten") aufweisen. Der Prozeß des Kriechens durch Drucklösung kann im offenen System eine lineare Stress-Strainraten-Beziehung so lange aufrechterhalten, solange im Gestein günstige Bedingungen für den Transport und die Lösung gegeben sind (s.o.).

Das Fließgesetz für das Kriechen durch Diffusion um ein Korn wird nach RAJ & ASHBY (1971) wie folgt geschrieben:

$$a) \quad \dot{\epsilon} = AL_{\alpha}\sigma V_{\alpha}w/d^3$$

$\dot{\epsilon}$ : Strainrate in der Richtung des auferlegten uniaxialen Stresses; A: dimensionslose Konstante;  $L_{\alpha}$ : Mobilität;  $\sigma$ : auferlegter uniaxialer Stress;  $V_{\alpha}$ : (Volumen auf der Oberfläche des Stressellipsoids); w: Dicke des Diffusions-"Fensters"; d: Korndurchmesser

Ist die Rate des druckgelösten Materials äquivalent zur Verkürzung in Z-Richtung und die treibende Kraft des Kriechens durch Drucklösung der Druckgradient zwischen Lösungs- (Schieferflächen) und Ausfällungsbereichen (Extensionsbrüchen), läßt sich die Strainrate nach ETHERIDGE et al. (1984) wie folgt beschreiben:

$$b) \quad \dot{\epsilon} = -\kappa/\nu (VP - \rho g) \delta C/W\rho_S$$

Der Ausdruck  $-\kappa/\nu (VP - \rho g)$  beschreibt das Darcysche Gesetz der Fluidmobilität ( $J_A$ ).  
 $\dot{\epsilon}$ : Strainrate;  $\kappa$ : Permeabilität;  $\nu$ : Fluidviskosität;  $VP$ : Druckgradient;  $\rho$ : Fluiddichte;  $\delta C$ : Differenz zwischen der Sättigungskonzentration von  $SiO_2$  bei den entsprechenden Drucken in Lösungs- und Ausfällungsbereichen;  $W$ : halbe Öffnungsweite eines Extensionsganges;  $\rho_S$ : Dichte des druckgelösten Materials.

In dem Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen ( $\sigma_1 - \sigma_3 \leq 4T$ ) zu einem konjugierten kompressiven Schersystem ( $\sigma_1 - \sigma_3 \geq 8T$ ) spiegelt sich ein Anstieg der maximal möglichen Differentialspannung von ca. 40 auf 80 MPa wider (s.o). Eine Erhöhung des Scherstress führt nach RUTTER (1983) zu einer Verminderung der Dicke von Fluidfilmen, die auf Kornoberflächen aufsitzen. Durch die Reduzierung der Dicke der Fluidfilme verschlechtern sich die Möglichkeiten für einen Transport von druckgelöstem Material in den verbleibenden Filmen (RUTTER 1983). Die in der Gleichung a) (s.o.) lineare Stress-Strainraten-Beziehung wird gestört. Eine Abnahme der Fluidfilmdicke bedingt, daß die Strainrate nicht mehr linear, sondern langsamer als der Stress zunimmt (RUTTER 1983).

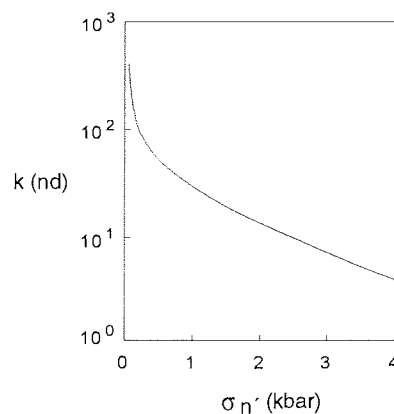


Abb. 9.1 Permeabilität  $k$  ( $10 \text{ nd} = 10^{-20} \text{ m}^2$ ) als Funktion des effektiven Umschließungsdruckes ( $\sigma_n'$ ) am Beispiel des Westerly Granites (nach BRACE et al. 1968, geändert).

In Versuchen konnten BRACE et al. (1968) zeigen, daß ein linearer Anstieg des Fluiddruckes, der den effektiven Umschließungsdruck herabsetzt, einen exponentiellen Anstieg der Permeabilität auslöst. So wurden von BRACE et al. (1968) bei Versuchen an Granit starke Permeabilitätsanstiege registriert, sobald der effektive Umschließungsdruck ( $\sigma_n'$ ) unter wenige zehner MPa abgesunken war

(BRACE et al. 1968, PRATT et al. 1977) (s. Abb. 9.1). Nach ETHERIDGE et al. (1984) und BRACE (1984) liegen geologisch relevante Permeabilitäten zwischen  $10^{-18}$  und  $10^{-15} \text{ m}^2$ , bzw.  $10^{-17}$  bis  $10^{-20} \text{ m}^2$  (letztere nur für Schiefer). 10 nd in der Abb. 9.1 entsprechen  $10^{-20} \text{ m}^2$ . Sinkende Fluiddrucke, die durch den Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem widerspiegelt werden, hatten eine Erhöhung des effektiven Umschließungsdruckes und damit eine Verminderung der Permeabilität zur Folge. Die Bedingungen für einen advektiven Abtransport des druckgelösten Materials sollten somit während der konjugierten Scherbruchbildung ungünstiger als während der Anlage der Extensionsbrüche in der YZ-Ebene der Schieferung gewesen sein.

### 9.1 Wirkung von Fluiddruck auf das rheologische Verhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste des Bowers Terrane

Im anchi- und "very low grade"-metamorphen Krustenstockwerk wird das rheologische Verhalten der Kruste entscheidend von den Fluiddruck mitbestimmt (u.a. COX & ETHERIDGE 1989, SIBSON 1990): Der Fluiddruck steuert den effektiven Umschließungsdruck, von dem die Scherfestigkeit des Materials kontrolliert wird. Bei supralithostatischen Fluiddruck ( $p_f \geq \sigma_v$ ;  $\lambda_v \geq 1$ ), die nur in einem Kompressions-Regime möglich sind (SIBSON 1990), können sich im Gestein nicht so hohe Scherspannungen aufbauen wie bei suprahydrostatischen Fluiddruck ( $p_f \leq \sigma_v$ ,  $\lambda_v = \text{ca. } 0,7 \text{ bis } < 1$ , SIBSON 1990). Die Form der Mohrschen Hüllkurve in Abb. 4.7 zeigt, daß während des Schieferungsprozesses (subhorizontale Extensionsbrüche mit "crack-seal"-Gefügen in der YZ-Ebene der Schieferung zeigen supralithostatische Fluiddrucke an) geringere Scherspannungen als während des konjugierten kompressiven Schersystems möglich gewesen sind. Die maximal möglichen Scherspannung sind während des Schieferungsprozesses mit ca. 40 Mpa anzunehmen (s. Kap. 9). Während der Anlage des konjugierten kompressiven Scherflächensystems sind doppelt so hohe Scherspannungen zu fordern. Der Fluiddruck entscheidet somit indirekt, wie die Anteile zwischen kristallplastischer Verformung, Kataklyse und Kriechen durch Drucklösung gewichtet sind (s. Kap. 7.1). Solange in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe supralithostatische Fluiddrucke vorlagen ( $p_f \geq \sigma_v$ ), ist der Aufbau von größeren Differentialspannungen durch die Bildung von horizontalen Extensionsbrüchen ( $\sigma_1' - \sigma_3' \leq 4T$ ) und konjugierten hybriden Scherbrüche ( $\sigma_1' - \sigma_3' \geq 4T$  und  $\leq 8T$ ) verhindert worden. Die Kristallplastische Deformation, für die ein "Schwellenstress" vorliegt, wurde dadurch erheblich behindert (s. Kap. 7.1).

Die Bedeutung von Fluiddruck für das rheologische Verhalten der Oberkruste veranlaßten COX & ETHERIDGE (1989) zur Einführung eines "high fluid pressure regimes", das sich bei hohen Fluiddruck, d.h. bei geringen effektiven Umschließungsdruck, zwischen das "dislocation creep regime" (durch Versetzungskriechen geprägt) und "frictional sliding regime" (durch Kataklyse geprägt) einschaltet (s. Abb. 9.2). Der Abb. 9.2 ist zu entnehmen, daß sich bei Einschaltung eines "high fluid pressure regimes" das "dislocation glide regime" zu größeren Tiefen, d.h. zu höheren Temperaturen hin verschiebt.



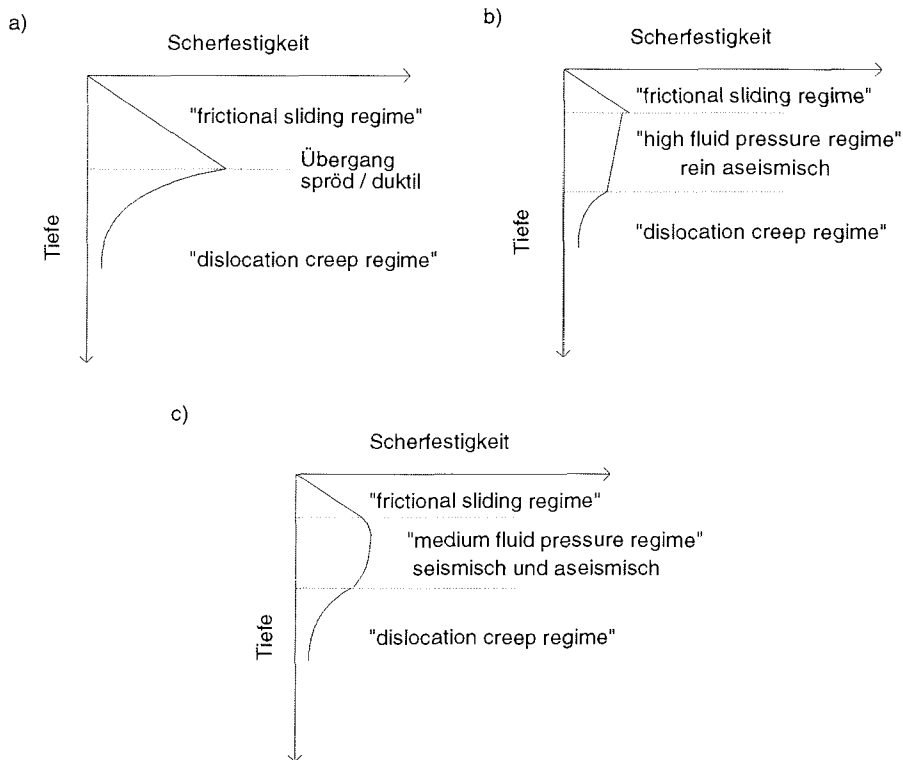


Abb. 9.2: Scherfestigkeit der Kruste in Abhängigkeit von der Tiefe (nach BYERLEE 1978 und Cox & ETHERIDGE 1989, verändert und ergänzt)

a) Die Scherfestigkeit der Kruste wird im oberen Teil von Katalase, im unteren von kristallplastischer Verformung bestimmt (BYERLEE 1978) ( $p_f \ll \sigma_v$ ).

b) Extrem hohe Fluiddrucke (supralithostatische Fluiddrucke) bedingen ein zwischen "frictional sliding-" und "dislocation creep regime" eingeschaltetes "high fluid pressure regime", das ausschließlich durch aseismische Deformationsmechanismen geprägt ist.

c) Gegenüber dem "high fluid pressure regime" sinkende, jedoch weiterhin sehr hohe Fluiddrucke (suprahydrostatische Fluiddrucke), haben ein "medium pressure fluid regime" zur Folge. Neben weiterhin vorherrschenden aseismischen Deformationsmechanismen können seismische hinzutreten. Während in einem kompressiven Regime im Deformationsverhalten der oberen Kruste ("very low grade"-metamorphe Kruste des BT) die Fälle a, b und c verwirklicht sein können, ist in einem Krustendehnungs-Regime ein "high fluid pressure regime" (der Fall a) nicht, zumindest schwer vorstellbar: Bei Krustendehnung können sich keine lithostatischen Fluiddrucke aufbauen, die in der Lage sind, das überlagernde Gebirge zu tragen (s. SIBSON 1990).

Die Kapitel 7 bis 7.2.3 haben gezeigt, daß der Spannungsabbau in den Scherzonen überwiegend durch aseismische Prozesse und nur untergeordnet durch seismische kataklastische Bewegungen erfolgt ist. Der Begriff "frictional sliding regime" läßt sich auf die beschriebenen Scherzonen nicht anwenden: Weil Lösungs-Fällungs-Kriechen auch während der Scherzonenentwicklung ein

dominierender Mechanismus gewesen ist (s. Kap. 7.2.2), sind während dieser suprahydrostatische Fluiddrucke anzunehmen (s.o.). Um jedoch den rein aseismischen Schieferungsprozeß bei supralithostatischen Fluiddruckten von der aseismischen und teils seismischen Scherzonendeformation unter suprahydrostatischen Fluiddruckten abzugrenzen, erscheint mir die Einführung eines "medium fluid pressure regimes" für die Scherzonenentwicklung im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers als sinnvoll (s. Abb. 9.2).

### **9.2.1 Mögliche Ursache für Schieferung ohne und mit begleitenden Extensionsbrüchen am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern und Tonschiefern.**

Im Gegensatz zu pyroklastischen Chloritschiefern weisen psammitische Schiefer selten, Tonschiefer hingegen keine in der YZ-Ebene der Schieferung orientierte Extensionsbrüche auf. Die Ursachen hierfür sind wahrscheinlich in geringeren Korngrößen und einer geringeren Kompetenz der Tonschiefer zu sehen (s.u.). Bei der folgenden Diskussion werden nur die rheologischen Eigenschaften von pyroklastischen Chloritschiefern mit denen der Tonschiefer verglichen. Im Kap. 9.2.4 werden die psammitischen Schiefer in die Diskussion miteinbezogen.

Die unmittelbare Nachbarschaft von Gesteinen mit Extensionsbrüchen in der YZ-Ebene der Schieferung (pyroklastische Chloritschiefer) und extensionsbruchfreien Gesteinen (Tonschiefer) läßt sich durch unterschiedlich hohe Differentialspannungen im Gestein erklären. Die Zugfestigkeit des Gesteins wird von untergeordneter Bedeutung sein: Beide Gesteine enthalten in der YZ-Ebene der Schieferung Anisotropien (vor Schieferungsbeginn angelegte Quarzgänge, s. Kap. 4.2.1), die ungefähr gleiche Beträge für die Zugfestigkeit aufweisen sollten.

Einer der markanten Unterschiede zwischen Tonschiefern und pyroklastischen Chloritschiefern liegt in der Korngröße von Phyllosilikaten und Klasten. In Tonschiefern haben die geringen Korngrößen von Hellglimmern und anderen Komponenten eine große Zahl von Korn-Korn-Kontakten (insbesondere Quarz-Phyllosilikat-Kontakte) zur Folge, was sich günstig auf die Drucklösung entlang von Korngrenzen und Randzonen von Körnern auswirken sollte. Die kleineren Korngrößen bedingen auch eine größere Oberfläche. In Tonschiefern kann pro Volumen eine größere Fläche von Fluidfilmen besetzt werden als in pyroklastischen Chloritschiefern. Aus diesem Grund sollten die Bedingungen für einen diffusiven Transport des druckgelösten Materials in Tonschiefern günstiger als in pyroklastischen Chloritschiefern gewesen sein (vgl. RUTTER 1983).

Als treibende Kraft des Kriechens durch Diffusion und/oder Advektion spielen neben Druckgradienten zwischen Drucklösungsflächen und Ausfällungsbereichen (ETHERIDGE et al. 1984) sowie Stresskonzentrationen an Korn-Korn-Kontakten (ELLIOTT 1973, GREEN 1984) auch der unterschiedliche Mobilisierungsgrad von Mineralen eine Rolle (ROBIN 1979). Die Kompetenz eines Quarz-Glimmer-Gesteins, im Sinne eines günstigen Verhältnisses zwischen mobilen und immobilisierenden Mineralphasen, wird vom prozentualen Anteil der

beiden Mineralphasen gesteuert: Bei einem Glimmeranteil von circa 60 Vol.-% weist nach ROBIN (1979) ein Quarz-Glimmer-Gestein die geringste Kompetenz auf (s. Abb. 9.3). Anfallende Scherspannungen können in einem inkompetenten Gestein durch Drucklösung des Quarzes an Quarz-Glimmer-Kontakten effektiv abgebaut werden. Für eine gleiche Strainrate müssen in einem inkompetenten Gestein geringere differentielle Spannungen aufgewendet werden als in einem kompetenten Gestein (ROBIN 1979). Die kompetenten, weil an Phyllosilikaten reichen und Quarzen armen pyroklastischen Chloritschiefern besitzen in dieser Hinsicht ein zu den Schichtsilikaten hin verschobenes ungünstiges Verhältnis. Die Bedingungen für die Drucklösung in  $S_1$ -Flächen sind in den quarz- und phyllosilikatreichen Tonschiefern und psammitischen Schiefern somit günstiger als in den pyroklastischen Chloritschiefern.

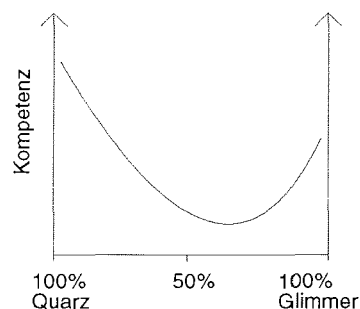


Abb. 9.3: Kompetenz als Funktion des Quarz/Schichtsilikat-Verhältnisses. Hohe Kompetenz weisen reine Quarzgesteine - die katalytische Wirkung von Glimmern fehlt - und reine Glimmergesteine - geringe Mobilität der Glimmer - auf (ROBIN 1979).

In Tonschiefern (und psammitischen Schiefern) sind ein günstiges Verhältnis zwischen mobilen und immobilen Mineralphasen sowie die geringen Korngrößen dem Transport des druckgelösten Materials und der Drucklösung in Schieferflächen förderlich gewesen. Einem Aufbau von größeren Scherspannungen konnte in diesen Gesteinen somit effektiver als in pyroklastischen Chloritschiefern entgegengewirkt werden (s. Abb. 9.5b). In pyroklastischen Chloritschiefern hat der Aufbau von größeren Differentialspannung zur Bildung der Extensionsbrüchen in der YZ-Ebene der Schieferung geführt (s. Abb. 9.5a). Nimmt man die Mohrsche Darstellung zur Grundlage (s. Abb. 4.6 und Kap. 9), so lassen sich für pyroklastische Chloritschiefer Werte von 40 Mpa für die maximal erreichten Differentialspannungen ableiten. Für Tonschiefer muß ein etwas geringerer Wert angenommen werden.

### 9.2.2 Extensionsbruchfreies Hauptschieferungsstadium am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern

In der YZ-Ebene der pyroklastischen Chloritschiefer finden sich bis maximal 1 mm mächtige Extensionsbrüche ("crack-seal"-Gänge), die mit Quarz und Chlorit mineralisiert sind. Diese Gangmineralisation wird meist von einer bis

mehreren cm mächtigen antitaxialen Calcitmineralisation abgelöst (s. Abb. 4.21, 9.4e und 10.4a). Strainwerten von bis zu 3 in XZ-Schnitten von pyroklastischen Chloritschiefern (s. Abb. 4.11) steht eine nur geringe interne Deformation des mit antitaxialen Calcitfasern belegten Extensionsbruches durch Druckverzwillingung gegenüber (s. hierzu auch Kap. 10). Ausgehend davon, daß die mit antitaxialem Calcit mineralisierten Extensionsbrüche über den gesamten Schieferungsprozeß aktiv gewesen sind, müßten zuerst gebildete Calcitstrainkreme wesentlich intensiver deformiert worden sein als die zuletzt gebildeten. Dies bestätigen die Dünnschliffbeobachtungen jedoch nicht (s.o.). Antitaxiale Calcite scheinen aus den genannten Gründen in der Endphase des Schieferungsprozesses mineralisiert worden zu sein.

Die älteren, mit Quarz und Chlorit belegten Extensionsbrüche zeigen hingegen eine intensive Deformation. Sie sind teils gefaltet - ± symmetrisch zur Schieferungsebene (s. Abb. 9.4c,d) - , und Quarz zeigt ausgeprägte Kaltbearbeitung (diskontinuierliche Undulosität, Deformationsbänder) sowie Drucklösung an Quarz-Chlorit-Kontakten. Der ausgeprägte Sprung in der Intensität der Deformation zwischen schwach deformierten antitaxialen Calcitgängen und stark deformierten Quarz-Chlorit-Gängen belegt, daß der Schieferungsprozeß in pyroklastischen Chloritschiefern nur in der Anfangs- und Endphase von synkinematischen Extensionsbrüchen begleitet worden ist. In XZ-Schnitten läßt sich

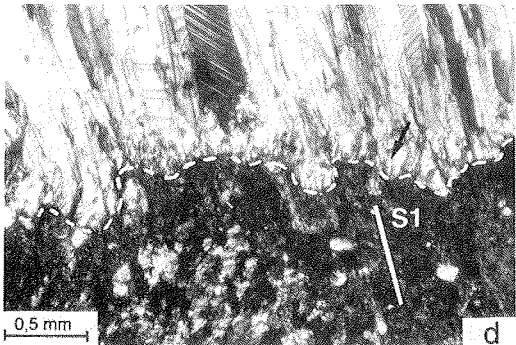
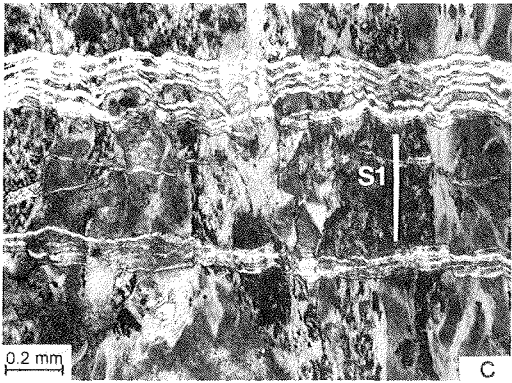
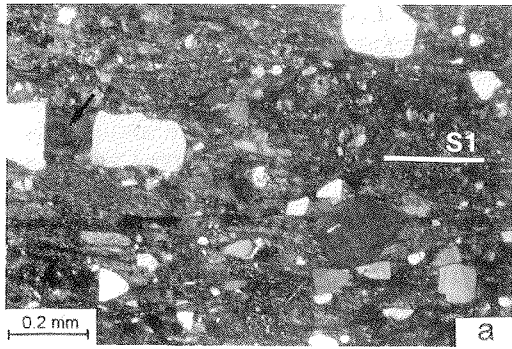
Abb. 9.4a: Isolierte Quarzklasten sind in einer durch Drucklösung und Phyllosilikatbildung entstandenen Schiefermatrix eingestreut. Die Quarzklasten zeigen keine plastische Deformation. Der Extensionsbruch eines Quarzklastes wurde mit Calcit mineralisiert (Pfeil) (Ca 189).

Abb. 9.4b: Mit Quarz (Qz) und Calcit (Cc) belegter Extensionsbruch in einer S<sub>1</sub>-parallelen kompetenten Dolomitlage (Do). Die Calcite zeigen intensive Druckverzwillingung und Verbiegung der Zwillingslamellen. Die Öffnungsgeschichte wird durch Einschlußfahnen (Pfeil) von Calcit im Quarz wiedergegeben (Ca 6).

Abb. 9.4c: Frühe Extensionsbrüche im pyroklastischen Chloritschiefer, die von der Schieferung gefaltet werden. "Crack-seal"-Gefüge (feine Einschlußbänder aus Chlorit im Quarz) belegen die Öffnungsgeschichte (Ca 5).

Abb. 9.4d: Gefalteter, ca. 2 mm mächtiger, mit Quarz und Chlorit belegter früher Extensionsbruch (die weiße gestrichelte Linie zeichnet den gefalteten Kontakt zwischen Schiefer und Extensionsbruch nach). Dieser wurde im späten Schieferungsstadium von einem Extensionsbruch reaktiviert, der mit antitaxialem Calcit mineralisiert worden ist. Der "Deformationssprung" zwischen den beiden Extensionsbrüchen (ersterer zeigt ausgeprägte Faltung, der Calcit auf letzterem lediglich schwache Druckverzwillingung) legt nahe, daß der Schieferungsprozeß in diesem Gestein nur in seiner Anfangs- und Endphase von Extensionsbrüchen begleitet worden ist (Ca 45).

Abb. 9.4e: Mit Quarz (Qz) und Dolomit (Do) mineralisierter später Extensionsbruch im pyroklastischen Chloritschiefer (gleicher Probe wie in Abb. 9.4b), dessen Öffnungsgeschichte von Einschlußfahnen und -bändern wiedergegeben wird. Die Quarze weisen lediglich kontinuierliche Undulösität auf (Ca 5).



beobachten, daß die Orientierung der Straininkremente von Quarz-Chlorit-Extensionsbrüchen von denen der jüngeren antitaxialen Calcit-Extensionsbrüche bis zu 15° abweicht, was ebenfalls eine diskontinuierliche Entwicklung nahelegt (weitere Aspekte hierzu in Kap. 10). Der Chemismus der Chlorite in Schieferflächen und Extensionsgängen ist identisch (EDX-Analysen). Das syntaxiale Wachstum der Chlorite, die die Einschlußbänder in den "crack-seal"-Gängen abbilden, zeigt, daß bei Anlage der Extensionsbrüche bereits Chloritmineralisation in den Schieferflächen stattgefunden haben muß. Es kann somit ausgeschlossen werden, daß die Quarz-Chlorit-Gänge in einem vorangegangenen Krustendehnungs-Regime entstanden sind. Auch wenn detritische Chlorite im Sediment erhalten waren, läßt sich die große Zahl von syntaxialen Chloriten auf den Extensionsbrüchen nicht erklären. Die Tatsache, daß die Quarz-Chlorit-Extensionsbrüche nur in der YZ-Ebene der Schieferung orientiert sind, belegt, daß diese syn-S<sub>1</sub> mineralisiert worden sind. Extensionsbrüche, die im bearbeiteten Profil bei Krustendehnung aufgerissen sind, streuen in alle Richtungen (s. Abb. 4.5a,b).

### 9.2.3 Extensionsbrüche in kompetenten Lagen

Im Unterschied zu pyroklastischen Chloritschiefern lassen sich in eingeschalteten S<sub>0</sub>-parallelen Gängen keine früh- von spätgebildeten Extensionsbrüche unterscheiden. Die S<sub>0</sub>-parallelen Gänge sind im frühen Faltungsstadium mineralisiert worden (s. Kap. 4.2.2.1 und Abb. 4.5b). In den mit Dolomit, Calcit und Quarz mineralisierten Gängen ist auf Extensionsbrüchen die Calcitdeformation wesentlich intensiver - die Zwillinglamellen sind zudem häufig verbogen (s. Abb. 9.4d) - als bei antitaxialen Calciten, die im späten Schieferungsstadium auf Extensionsbrüchen im pyroklastischen Chloritschiefer mineralisiert worden sind. Innerhalb der vom Dolomit dominierten S<sub>0</sub>-parallelen Einschaltung ist der Strain, wiedergegeben durch kontinuierliche Undulösität und Drucklösung, weitaus höher als im pyroklastischen Chloritschiefer. Bei einer auf das späte Schieferungsstadium begrenzten gemeinsamen Entwicklung sollte die Calcitdeformation in Extensionsbrüchen von pyroklastischem Chloritschiefer weitaus intensiver als in Extensionsbrüchen der Dolomitlage sein. Das Gegenteil wurde beobachtet. Aus der intensiven Druckverzwillingung von frühgebildeten Calcit-straininkrementen auf Extensionsbrüchen von kompetenten Einschaltungen und die sukzessive Abnahme der Deformation zu jüngeren Straininkrementen hin läßt sich ablesen, daß der Schieferungsprozeß in den kompetenten Einschaltungen stets von Extensionsbrüchen begleitet worden sein muß. In den kompetenten, S<sub>0</sub>-parallelen Einschaltungen waren weder die kristallplastische Deformation noch das Kriechen durch Drucklösung in der Lage einem Anstieg der Scherspannungen effektiv entgegenzuwirken, was ein Aufreißen der Extensionsbrüche verhindert hätte. Während in Tonschiefern und pyroklastischen Chloritschiefern das "Hauptschieferungsstadium" frei von Extensionsbrüchen gewesen ist, wurden in den kompetenten Einschaltungen Extensionsbrüche mineralisiert (s. Kap. 9.2.5 und Abb. 9.6).

#### **9.2.4 Wirkung von Kompetenzänderungen auf den Prozeß des Kriechens durch Drucklösung**

Wie die pyroklastischen Chloritschiefer weisen auch die psammitischen Schiefer im frühen Schieferungsstadium Extensionsbrüche auf. Die "crack-seal"-Gänge in psammitischen Schiefen zeigen die gleiche Orientierung und eine vergleichbare Deformationsintensität wie die frühen, mit Quarz und Chlorit belegten Extensionsbrüche in den pyroklastischen Chloritschiefern. Die späten Schieferungsstadien der psammitischen Schiefer, wie auch die der Tonschiefer, sind jedoch im Gegensatz zu den pyroklastischen Chloritschiefern frei von Extensionsbrüchen und konjugierten hybriden Scherbrüchen (s. Abb. 9.7). Die Ursache hierfür ist möglicherweise in Kompetenzänderungen der geschieferten Gesteine während des Schieferungsprozesses zu sehen. Durch den Abtransport von leicht drucklöslichem Material (Quarz) (s. Abb. 4.11) in den phyllosilikatreichen Chloritschiefern wird im Zuge des Schieferungsprozesses das ungünstige Verhältnis zwischen mobilen (u.a. Quarz, Calcit, Feldspat) und immobilen Komponenten (Chlorite) sukzessive verschlechtert (s. Abb. 9.3). Die Kompetenz des Gesteins wird durch den Abtransport des Quarzes erhöht (s. Kap. 9.2.1). Die Kompetenzerhöhung während des Schieferungsprozesses hätte ein sukzessiven Anstieg der Differentialspannung zur Folge (s. Kap. 9.2.1), was letztendlich zur Ausbildung von Extensionsbrüchen führen würde (s. Abb. 9.5).

Die psammitischen Schiefer sind hingegen sehr reich an mobilen Mineralphasen (Quarz-Feldspat-Gehalt > 60 Vol.-%, Phyllosilikate < 40 Vol.-%, geschätzt). Infolge des Abtransportes des leicht drucklöslichen Materials (s. Kap. 12.2) ist anzunehmen, daß das Verhältnis zwischen mobilen und immobilen Mineralphasen im frühen Schieferungsstadium größer gewesen ist (ca. 70 zu 30). Aus der Kurve der Abb. 7.3 läßt sich ablesen, daß eine Erniedrigung des Anteils mobiler Mineralphasen von 70 bis 80 Vol.-% auf ca. 60 Vol.-% die Kompetenz des psammitischen Schiefers erniedrigt. Das vermutlich im späten Schieferungsstadium günstigere Quarz-Phyllosilikat-Verhältnis war der Drucklösung förderlich, so daß die auferlegten Scherspannungen effektiv abgebaut werden konnten, was letztendlich die Bildung von Extensionsbrüchen verhindert hat. Die vermutete höhere Kompetenz im frühen Schieferungsstadium hatte einen Aufbau größerer Differentialspannungen zur Folge, so daß der Betrag der Zugfestigkeit (-1T) des Gesteins überschritten werden konnte.

#### **9.2.5 Schieferungsphasen ohne und mit begleitenden Extensionsbrüchen am Beispiel von pyroklastischen Chloritschiefern**

In pyroklastischen Chloritschiefern wurde die Zugfestigkeit des Gesteins zu Beginn und zum Ende des Schieferungsprozesses überschritten. Dies wird durch die intensiv deformierten, mit Quarz und Chlorit mineralisierten Extensionsbrüche und die schwach deformierten, meist mit Calcit mineralisierten Extensionsbrüche (teils auch mit Quarz, Calcit und Dolomit mineralisiert, s. Abb. 9.4c) dokumentiert (s. Kap. 9.2.2). In der dazwischengeschalteten Schieferungsphase wurde der Betrag der Zugfestigkeit dieses Gesteins offensichtlich nicht überschritten.

Auch während des extensionsbruchfreien Schieferungsstadiums der pyroklastischen Chloritschiefer sind supralithostatische Fluiddrucke bzw. ein "high fluid pressure regime" anzunehmen: In pyroklastischen Chloritschiefern eingeschaltete  $S_0$ -parallele kompetente Gänge weisen mit "crack-seal"-Gefügen belegte Extensionsbrüche auf (s. Abb. 9.7). Es läßt sich beobachten, daß die Deformation von frühgebildeten zu spätgebildeten "crack-seal"-Gefügen sukzessive zunimmt (s. Kap. 9.2.3). Diese Beobachtungen führt zu der Schlußfolgerung, daß während des extensionsbruchfreien Schieferungsstadiums im pyroklastischen Chloritschiefer Extensionsbrüche in den kompetenten Einschaltungen aufgerissen sind (s. Abb. 9.6). Dies legt nahe, daß auch das extensionsbruchfreie Schieferungsstadium in den pyroklastischen Chloritschiefern von supralithostatischen Fluiddruckten begleitet worden ist.

Über die Ursache für die Quarz- und Chloritmineralisationen auf Extensionsbrüchen des frühen Schieferungsstadiums (s. Abb. 9.4c und d) kann nur spekuliert werden: Denkbar ist, daß die inkompetenten pyroklastischen Tuffe und/oder Tuffite bei Einsetzen des Schieferungsprozesses eine sehr geringe Permeabilität aufgewiesen haben. Dies hätte eine Behinderung des Abtransport von druckgelöstem Material zur Folge. Erst mit der Ausbildung eines subvertikalen  $S_1$ -Flächengefüges wurden Wegsamkeiten für Fluide geschaffen, die die Bedingungen für einen advektiven Abtransport des druckgelösten Materials verbesserten. Die Verbesserung der Transportmöglichkeiten führte dazu, daß der Prozeß des Kriechens durch Drucklösung einem Spannungsaufbau effektiv entgegenwirken konnte (s. Kap. 12.2) und es nicht mehr zur Ausbildung von Extensionsbrüchen gekommen ist.

Abb. 9.5: Für pyroklastische Chloritschiefer (a) und Tonschiefer (b) konstruierte Mohrsche Spannungskreise für die verschiedenen Bruchstadien (vgl. Abb. 9.7).

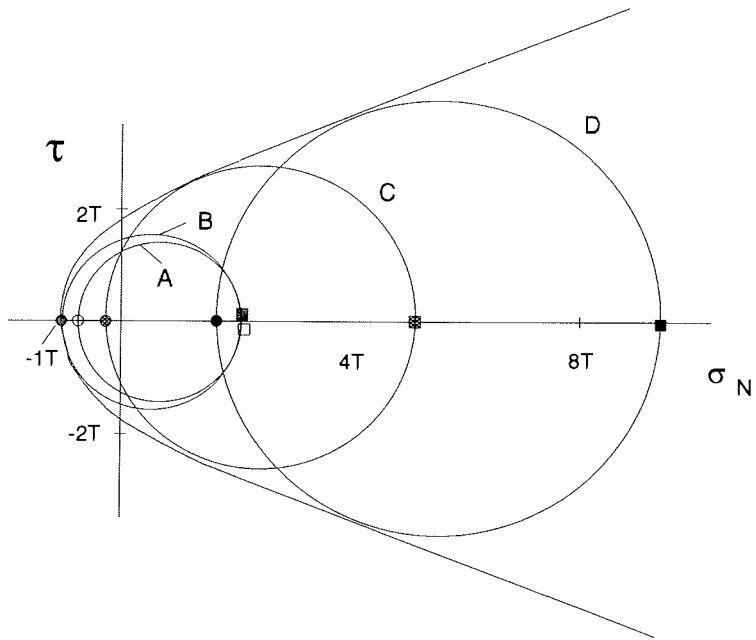
a) Spannungskreis für das von Extensionsbrüchen begleitete frühe und späte Schieferungsstadium (B), für das extensionsbruchfreie Hauptschieferungsstadium (A), für konjugierte hybride Scherbrüche (C) und konjugierte Scherbrüche (D) in pyroklastischen Chloritschiefern (Erläuterungen siehe Text).

b) Spannungskreis für das frühe, späte und Hauptschieferungsstadium (frei von Extensionsbrüchen) (A), das Schieferungsstadium ohne begleitende hybride Scherbrüche (B), das Schieferungsstadium ohne begleitende konjugierte Scherbrüche (C) und das Schieferungsstadium mit begleitenden konjugierten Scherbrüchen (D) in Tonschiefern (Erläuterungen siehe Text).

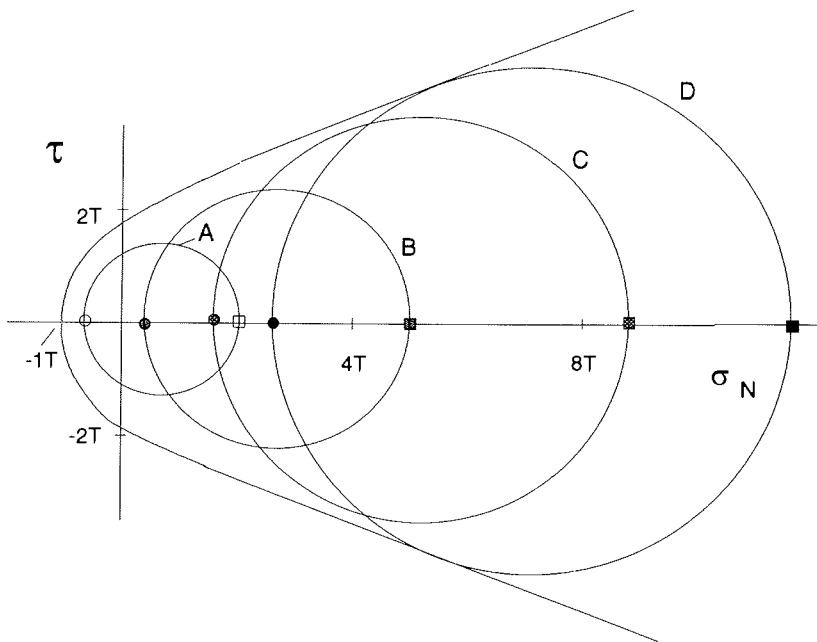
Durch den Anstieg des effektiven Umschließungsdruckes, der durch sinkende Fluiddrucke ausgelöst worden ist, wird die Permeabilität der Gesteine erniedrigt (s. Abb. 9.2), was den Abtransport des druckgelösten Materials und somit den Gesamtprozeß des Kriechens durch Drucklösung behindert. Die Folge ist, daß sich bei steigenden Umschließungsdruckten größere Differentialspannungen im Gestein aufbauen können (bei gleicher Strainrate). Die Radien der Spannungskreise in den bruchfreien Phasen sind geschätzt.



a)



b)



□, ■, ▣ und ■ :  $\sigma_1$  zu den Spannungskreisen A, B, C und D

○, ●, ⊙ und ● :  $\sigma_3$  zu den Spannungskreisen A, B, C und D

	prä-S <sub>1</sub>	Syn-S <sub>1</sub>		Konjugiertes kompressives Schersystem Syn- bis post-S <sub>1</sub>		
	frühes Faltungsstadium	frühes Schieferungsstadium	Hauptschieferungsstadium	späte Schieferungsstadien zunehmende Behinderung des Schieferungsprozesses Kriechen durch Drucklösung		
	$P_f > \sigma_v$ $\sigma_3' < 0$ potentielle $S_0$ -, bzw. materialwechselparallele Brüche	$P_f > \sigma_v$ $\sigma_3' < 0$	$P_f > \sigma_v$ $\sigma_3' < 0$	$P_f > \sigma_v$ $\sigma_3' < 0$	$P_f \geq \sigma_v$ $\sigma_3' < 0$ potentielle konjugierte hybride Scherbrüche	$P_f < \sigma_v$ $\sigma_3' > 0$ potentielle konjugierte Scherbrüche
		potentielle Extensionsbrüche in der YZ-Ebene der Schieferung				
pyroklastische Chloritschiefer	"hybride Scher-" und Extensionsbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1	Schieferung mit Quarz-Chlorit-Mineralisationen auf Extensionsbrüchen *1	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung mit antitaxialen Calcit-Mineralisationen auf Extensionsbrüchen *2	Antitaxiale Calcitmineralisationen auf hybriden Scherbrüchen *2	Antitaxiale Calcitmineralisationen auf Scherbrüchen *2
psammische Schiefer	"hybride Scher-" und Extensionsbrüche mit Calcit- und Quarzmineralisationen *1	Schieferung mit Quarz-Mineralisationen auf Extensionsbrüchen *1	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung ohne begleitende hybride Scherbrüche	Scherbrüche mit Quarz-, Calcit- und Chloritmineralisationen *1
Tonschiefer	"hybride Scher-" und Extensionsbrüche mit Calcit- und Quarzmineralisationen *1	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung ohne begleitende Extensionsbrüche	Schieferung ohne begleitende hybride Scherbrüche	Scherbrüche mit Quarz-, Calcit- und Chloritmineralisationen *1
Kompetente, mit Quarz, Calcit, Dolomit und/oder Epidot mineralisierte, schichtungsparallele Gänge (Bildung im frühen Faltungsstadium)		Extensionsbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1	Extensionsbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1	Extensionsbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1	hybride Scherbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1	Scherbrüche mit Calcit-, Dolomit- und Quarzmineralisationen *1

\*1 Mineralisationen mit "crack-seal"-Gefügen \*2 Mineralisationen ohne "crack-seal"-Gefüge (zur Problematik von einschlußfreien Calcitstraininkrementen auf Büchen siehe Kap. 4.2.)

Abb. 9.6: Bruchinventar im frühen Faltungsstadium, während des Schieferungsprozesses und während der Bildung des konjugierten kompressiven Schersystems in verschiedenen Lithologien.

### 9.2.6 Ursachen für den Wechsel von Extensionsbrüchen zu konjugierten hybriden Scherbrüchen im pyroklastischen Chloritschiefer

Der Wechsel von in der YZ-Ebene der Schieferung orientierten Extensionbrüchen zu konjugierten Scherbrüchen reflektiert einen Anstieg der Scherspannungen und eine Reduzierung des Fluiddruckes, d.h. ein geringes Ansteigen der effektiven Umschließungsdrucke (s. Abb. 9.5a). Die Straininkremente der hybriden Scherbrüche legen nahe, daß der Anstieg der Scherspannungen kontinuierlich erfolgt ist. Die folgende Diskussion soll die Ursachen für den Übergang von Extensionsbrüchen zu konjugierten hybriden Scherbrüchen beleuchten.

Wenn  $\sigma_3$  die Zugfestigkeit des Gesteins erreicht, kommt es zur Bildung eines Extensionsbruches (Spannungskreise I in Abb. 9.7), der mit Fluiden aus dem benachbarten Gestein aufgefüllt wird (vgl. ETHERIDGE et al. 1984). Mit dem "Füllen" des klaffenden Extensionsbruches mit Fluiden sollte ein lokales Absinken des Fluiddruckes im benachbarten Gestein und damit ein lokaler Anstieg der effektiven Umschließungsdrucke einhergehen. Der Mohrsche Spannungskreis verschiebt sich nach rechts (Spannungskreise II in Abb. 9.7). Durch Depositionierung des in  $S_1$ -Flächen druckgelösten Materials wird die Scherspannung im Gestein abgebaut, der Radius des Mohrschen Spannungskreises verkleinert. Das nächste Straininkrement bildet wieder einen Extensionbruch ab, wenn der Anstieg des Radius des Mohrschen Spannungskreises den Betrag  $4T$  (ca. 40 Mpa) nicht überschreitet (s. Abb. 9.7a). Als Ursache für die Bildung von konjugierten hybriden Scherbrüchen anstelle von Extensionsbrüchen werden 3 Möglichkeiten diskutiert:

1. Durch Abfuhr von leicht drucklöslichem Material (Quarz und Calcit) werden die pyroklastischen Chloritschiefer kompetenter. Für eine gleiche Strainrate wird ein größerer Scherstress erforderlich (s. Kap. 9.2.1). Dieser Interpretation widerspricht jedoch die Beobachtung, daß in teils monomineralischen, und daher sehr kompetenten  $S_0$ -parallelen Einschaltungen Extensionsbrüche aufgerissen sind. Zu erwarten wären hier hybride Scherbrüche oder Scherbüchse.
2. Erhöhung der Strainrate: Diese Möglichkeit ist eher unwahrscheinlich. Es ist nicht anzunehmen, daß zum Ende des Schieferungsprozesses die Strainrate ansteigt.
3. Wie oben erwähnt, sinkt der Fluiddruck nach dem Aufreißen des Extensionsbruches in der unmittelbaren Umgebung von diesem ab. Das nächste Straininkrement bildet wieder einen Extensionsbruch ab, wenn der Fluiddruck seinen vorigen Betrag erreicht oder annähernd erreicht, bevor sich eine Scherspannung von größer 40 Mpa im Gestein aufgebauten kann (s. Abb. 9.7a). Andernfalls wird ein hybrider Scherbruch gebildet (s. Abb. 9.7b). Wie in Kap. 12.2 noch ausgeführt wird, ist die Ursache für die Änderung im Verformungsverhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste des BT in einer verminderten Zufuhr von Fluiden über einen Abscherhorizont zu sehen. Eine verminderte Zufuhr von extern zugeführten Fluiden kann dazu führen, daß der Anstieg des Fluiddruckes nach der Bruchbildungen

langsamer vorstatten geht (s. Abb. 9.7b), was den Anstieg höherer Scherspannungen im Gestein möglich macht. Die Folge wird sein, daß sich die für hybride Scherbrüche notwendigen Differentialspannungen von  $> 40$  Mpa im Gestein aufbauen können.

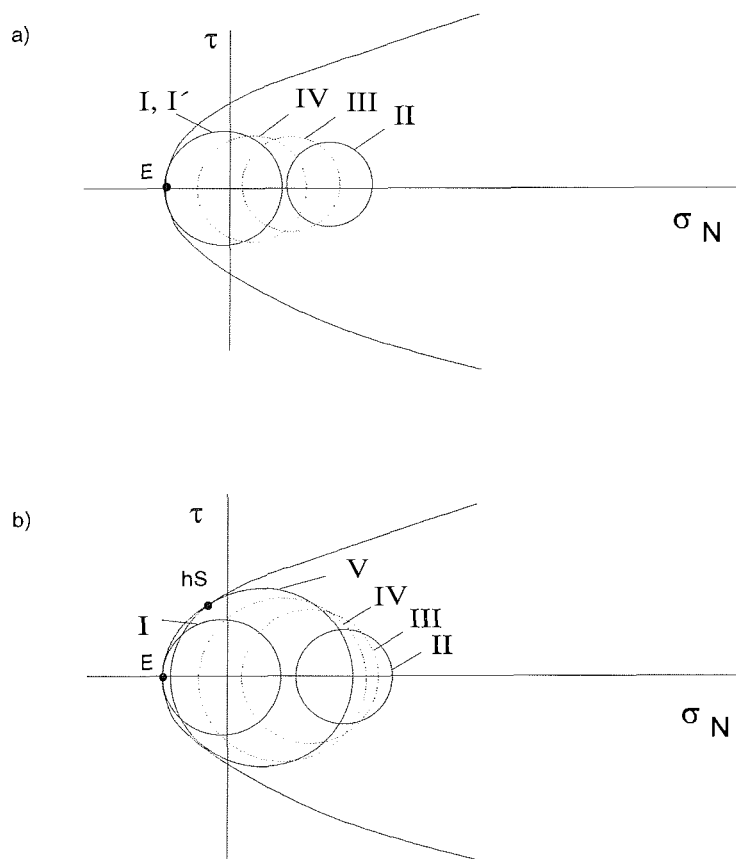


Abb. 9.7: Durch das Zufließen von Fluiden in einen sich öffnenden Extensionsbruch (E, Spannungskreise I in a) und b)) wird der Fluiddruck im Gestein lokal erniedrigt, d.h. der effektive Umschließungsdruck erhöht (Erläuterungen siehe Text). Die Deponierung des in  $S_1$ -Flächen druckgelöste Materials auf dem Extensionsbruch führt zu einem Spannungsabbau im Gestein (Spannungskreise II). In Abb. 9.7a wird das schnelle Absacken des Fluiddruckes in der Umgebung des Extensionsbruches durch Zufuhr externer Fluide sehr rasch wieder kompensiert. Dies verhindert, daß der Spannungsaufbau (Spannungskreis III und IV in Abb. 9.7a)) den für hybride Scherbrüche nötigen Betrag nicht erreicht. In Abb. 9.7b ist die Zufuhr externer Fluide geringer, so daß die Fluiddrucke langsamer ansteigen. Der effektive Umschließungsdruck sinkt langsamer als in Abb. 9.7a ab, so daß sich die für hybride Scherbrüche (hS, Spannungskreis V) nötigen Scherspannungen aufbauen können. Das allmähliche "Umbiegen" der Straininkremente in hybriden Scherbrüchen zeigt, daß die Zufuhr externer Fluide sukzessive verringert wurde. Der Übergang vom Extensionsbruch zu hybriden Scherbrüchen erfolgt nicht wie in Abb. 9.7b dargestellt in einem großen Schritt, sondern in vielen kleinen Schritten.

### 9.3 Behinderung des Schieferungsprozesses Kriechen durch Drucklösung beim Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem

Tonschiefer und psammitische Schiefer zeigen lediglich konjugierte Scherbrüche. Es wurden zum Ende des Schieferungsprozesses hin weder Extensionsbrüche noch hybride Scherbrüche beobachtet, die in den pyroklastischen Chloritschiefern in großer Häufigkeit auftreten. Das Fehlen von hybriden Scherbrüchen ist ein Kriterium dafür, daß der Schieferungsprozeß Kriechen durch Diffusion und/oder Advektion auch bei steigenden Umschließungsdrücken in den Tonschiefern und psammitischen Schiefen einem Spannungsaufbau sehr effektiv entgegenwirken konnte. Eine starke Behinderung des Kriechens durch Drucklösung hätte zu einem Anstieg der differentiellen Spannungen und unweigerlich zur Ausbildung von Extensionsbrüchen und konjugierten hybriden Scherbrüchen bei den jeweiligen effektiven Umschließungsdrücken geführt. Frühestens bei Fluiddrücken von  $p_f < \sigma_v$  wurde Kriechen durch Drucklösung auch in Tonschiefern so stark eingeschränkt, daß ein rapider Anstieg der Scherspannungen nicht mehr verhindert werden konnte: Dies wird durch das Auftreten von konjugierten kompressiven Scherbrüchen in Tonschiefern und psammitischen Schiefen dokumentiert (s. Abb. 9.5).

Das Auftreten erster Brüche während des Schieferungsprozesses dokumentiert, unabhängig davon, ob es sich um Extensions-, hybride Scher- oder Scherbrüche handelt, daß sich im Gestein größere Scherspannungen aufgebaut haben, d.h., daß der Schieferungsprozeß an Effektivität verlor. Ein rapide Reduzierung der Permeabilität bei steigenden Umschließungsdrücken (s. Abb. 9.2) verschlechtert die Bedingungen für den Abtransport von druckgelöstem Material in einem für Fluide offenen System (s. Kap. 12.2). Damit wird der Gesamtprozeß des Kriechens durch Drucklösung behindert. Es kommt zum Aufbau größerer Differentialspannungen im Gestein. Dies bewirkt wiederum eine Abnahme der Dicke von Fluidfilmen, die nur begrenzt Scherspannungen tragen können (RUTTER 1983). Durch die Abnahme der Dicke der Fluidfilme bei steigenden Scherspannungen werden die Möglichkeiten für einen diffusiven Transport des druckgelösten Materials ebenfalls verschlechtert.

Während bei pyroklastischen Chloritschiefern der Spannungsabbau mittels Kriechen durch Drucklösung bereits im späten Schieferungsstadium von Extensionsbrüchen begleitet worden ist, war das in Tonschiefern und psammitischen Schiefen erst im Scherbruchstadium der Fall (s. Abb. 9.6 und 9.7). Der advective Fluidtransport verlagerte sich mit steigenden differentiellen Spannungen entlang von Schieferflächen auf Scherzonen. Dieser erfolgte entweder durch aseismisches "pressure solution slip" (s. Kap. 7.2.2), und wenn die Scherfestigkeit des Gesteins überschritten wurde, nach dem Prinzip des "seismic pumping" von SIBSON et al. (1975). Die Verlagerung des Transports von druckgelöstem Material entlang von Schieferflächen auf Scherzonen ist in Tonschiefern und psammitischen Schiefen in Richtung höherer Spannungsdifferenzen verschoben worden. Der dominierende Fluidtransport in Scherzonen zeigt sich auch in einer Verlagerung von einer Vielzahl, von meist isolierten konjugierten Scherbrüchen mit geringen Versatzbeträgen, auf eine geringe Anzahl von konjugierten Scherzonen mit größeren Versatzbeträgen, die jedoch

untereinander in Verbindung stehen. Für einen Abtransport von druckgelöstem Material sollten sich letztere als günstiger erweisen.

Ferner soll betont werden, daß die Extensionsbrüche untereinander nicht verbunden sind. So sind sie zwar für Deponierung des druckgelösten Materials, jedoch nicht für dessen Abtransport aus dem System geeignet. Der Transport von Fluiden aus dem System erfolgte zunächst parallel den Schieferflächen in Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung. Mit der Bildung von Scherbrüchen bildet sich ein konkurrierendes Netz von Transportwegen für Fluide.

## 10 Schieferungsentwicklung im Profil entlang des unteren Carryer-Gletschers: Koaxiale oder nicht-koaxiale Deformation ?

Weisen die Hauptachsen der inkrementellen Strainellipsoide stets die gleiche Orientierung wie die Hauptachsen des finiten Strainellipsoids auf, dann ist die Deformation koaxial; ist dies nicht der Fall, ist sie entsprechend nicht-koaxial (ELLIOTT 1972, HOBBS et al. 1976). Nach WOOD (1974) sollen die Schieferflächen parallel der XY-Ebene des Strainellipsoids angelegt sein und dort während koaxialer Straininkremente verbleiben. Laut WOOD (1974) soll die Schieferung ein koaxiale Deformation widerspiegeln. Nach WILLIAMS (1976, 1977) sind die Schieferflächen parallel der XY-Ebene des finiten Strainellipsoids orientiert, nicht weil sie dort gebildet wurden, sondern weil sie in die Position mit zunehmendem Strain einrotiert worden sind. MEANS (1975, 1977), COBBOLD (1976), GOSH (1982) und TREAGUS (1983) sind weitere Autoren, die sich bezüglich dieser Problematik äußern. Bei der folgenden Diskussion über koaxiale oder nicht-koaxiale Deformation werden Ausschnitte aus einer Falte (Faltenschenkel) isoliert betrachtet. Vorausgeschickt sei, daß die Schieferflächen im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers zwar eine nicht-koaxiale Deformationsgeschichte zeigen, da jedoch die nicht-koaxiale Deformation auf den beiden Faltenschenkeln spiegelsymmetrisch ist (dies läßt sich im offen gefalteten Carryer-Konglomerat des westlichen Profilabschnitts zeigen), sich gegenseitig neutralisiert, spiegelt sich in einer Großfaltenstruktur eine koaxiale "plane strain"-Deformation wider.

Auf der einen Seite zeigen symmetrische Druckschattenmineralisationen in XZ-Schnitten und Kongruenz der XY-Ebene des finiten Strainellipsoids mit den Schieferflächen "scheinbar" koaxiale Deformation mit einer gleichen Orientierung der Hauptspannungs- und Hauptdeformationsachsen an (s. Kap. 4.3). Hier muß jedoch die Frage gestellt werden, ob die Genauigkeit der Strainanalysen ausreicht, um geringe Abweichung des finiten Strainellipsoids von den  $S_1$ -Flächen zu belegen. Auf der anderen Seite gibt es Hinweise, die an einer koaxialen Deformationsgeschichte zweifeln lassen: Zum einen die Deformation von vor Schieferungsbeginn mineralisierten Quarzgängen (s. Kap. 4.3.3, Erläuterungen siehe unten) und zum anderen am, wenn auch nur in seltenen Fällen zu beobachtenden Winkel (bis max.  $15^\circ$ ) zwischen im frühen Schieferungsstadium gebildeten Quarz-Chlorit-Straininkrementen und im späten Schieferungsstadium gebildeten Calcit-Straininkrementen auf syn- $S_1$  mineralisierten Extensionsbrüchen (s. Kap. 9.2.2). Infolge der kristallplastischen Deformation, Drucklösung und Fältelung der frühen, mit Quarz- und Chlorit belegten Extensionsbrüche läßt sich der Winkel selten eindeutig nachweisen. Ist er jedoch eindeutig zu erkennen, dann fallen die Quarz-Chlorit-Straininkremente im steilstehenden Faltenschenkel stets flacher nach Osten ein als die später gebildeten Calcit-straininkremente (s. Abb. 10.5). Dies zeigt, daß die Deformation nicht-koaxial ist. Die gleichbleibende Wachstumsrichtung von Straininkrementen im Druckschatten von rigiden Klusten oder auf Extensionsbrüchen in kompetenten Lagen (s. Abb. 10.5b) sprechen wiederum für eine koaxiale Deformationsgeschichte. Die Beobachtung, daß sich Hinweise auf eine nicht-koaxiale Deformation nur in inkompetenten Gesteinen finden (pyroklastische Chloritschiefer und psammitische Schiefer) - nur hier läßt sich eine Änderung der

Wachstumsrichtung der Straininkremete auf Extensionsbrüchen eindeutig nachweisen - , kann seine Ursache darin haben, daß der Schieferungsprozeß in inkompetenten Gesteinen früher einsetzte als in den kompetenten, d.h., daß die Faltung weitgehend abgeschlossen war, bevor sich in den kompetenten Gesteinen ein  $S_1$ -Gefüge entwickelt hat.

In Übereinstimmung mit den Überlegungen von FYFE et al. (1978) wird für die Faltenentwicklung im "very low grade"-metamorphen BT ein frühes Deformationsstadium mit "Krümmung" ("buckling") und ein spätes Stadium mit Schieferung ("flattening") gefordert, wobei die Schieferung die Faltung allmählich abgelöst hat. Die  $S_1$ -Flächen weisen im offen gefalteten westlichen Profilabschnitt und im subvertikalen Faltschenkel im östlichen Profilabschnitt eine subvertikale Orientierung auf. Eine syngenetische Anlage von Faltung und Schieferung würde im östlichen Profilabschnitt bei einer permanent subvertikalen Orientierung der Schieferflächen eine erhebliche Rotation von  $S_1$  durch  $S_0$  beim Faltungsvorgang erfordern. Im nun folgenden Teil wird die Rolle von Anisotropien beim Schieferungsprozeß beleuchtet:

Aufgrund von Anisotropien,  $S_0$ - und  $S_1$ -Flächen, stimmen die Hauptachsen des Stressellipsoids im allgemeinen nicht mit denen des inkrementellen Strainellipsoids überein (vgl. WILLIAMS 1977).  $S_1$ -Flächen im offen gefalteten Carrier-Konglomerat zeigen in inkompetenten Tonschiefer konvergierende, in kompetenten Gesteinen hingegen divergierende  $S_1$ -Flächen (s. Abb. 10.1a und Abb. 4.18b). Die unterschiedliche Orientierung der  $S_1$ -Flächen erklärt sich durch einen unterschiedlichen Anisotropiegrad, der unterschiedlich starke Spannungsrefraktionen bewirkt (vgl. TREAGUS 1983) - die Hauptdeformationsachsen des inkrementellen Strainellipsoids zeigen keine Kongruenz mit den Hauptspannungsachsen des übergeordneten Spannungsfeldes (vgl. COBBOLD 1976). Eine Entstehung von konvergierenden  $S_1$ -Flächen durch schernde Bewegungen in den inkompetenten Lagen (s. HELMSTAEDT & GREGGS 1980) läßt sich für die offene Faltung im Carrier-Konglomerat ausschließen (Erläuterungen hierzu in Kap. 4.2.2). Bei fortschreitender Faltung werden  $S_1$ -Flächen in den inkompetenten Lagen allmählich in die  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des übergeordneten Spannungsfeldes einrotiert (s. Abb. 10.1b) und damit passiv in die Lage des geringsten Scherstrains gebracht. Die  $S_1$ -Flächen in kompetenten Gesteinen werden hingegen herausrotiert. In den kompetenten Schichten des offen gefalteten Carrier-Konglomerats ist die Schieferung nur sehr schwach entwickelt, so daß sie in diesem Stadium kaum ins Gewicht fällt. Schreitet die Faltung weiter fort, werden die  $S_1$ -Flächen wieder aus der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene herausrotiert (s. Abb. 10.1c). Bewirkte in Abb. 10.1a die Anisotropiefläche der Schichtung eine Spannungsrefraktion, so geschieht dies nun durch die Schieferfläche selbst (s. Abb. 10.1b,c).

Durch die durch die Anisotropie von  $S_0$  und später von  $S_1$  bestimmten Orientierungen der lokalen Spannungsfelder ändert sich auch die Orientierung des inkrementellen Strainellipsoids. Die Abweichung der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des lokalen Spannungsfeld von der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des übergeordneten Spannungsfeldes wurde in inkompetenten Gesteinen mit der Entwicklung einer  $S_1$ -Anisotropiefläche geringer. Mit der Rotation des lokalen Stressellipsoids rotieren auch die inkrementellen Strainellipsoide. Zu erklären bleibt, weshalb sich in den



$S_1$ -Flächen keine Gefügerelikte konserviert haben - abgesehen von den Quarz-Chlorit-Straininkrementen auf Extensionsbrüchen - , die den nicht-koaxialen Charakter der Deformation belegen würden. Nach ETHERIDGE et al. (1973) und MEANS (1977) wird die Orientierung von neugebildeten, anisotropen Mineralen (Neuwachstum oder Rekristallisation) unter Deformation stark von der Anisotropie in der Mikrostruktur, von bereits in den Schieferflächen eingeregelter Phyllosilikaten, beeinflusst, so daß deren Basisflächen von der XY-Ebene des inkrementellen Strainellipsoids abweichen. Bezüglich der im frühen Schieferungsstadium gebildeten Quarz-Chlorit-Mineralfasern auf Extensionsbrüchen muß dieser Einfluß nicht gelten, da diese "crack-seal"-Gefüge ein versatz- und nicht kornformkontrolliertes Wachstum aufweisen.

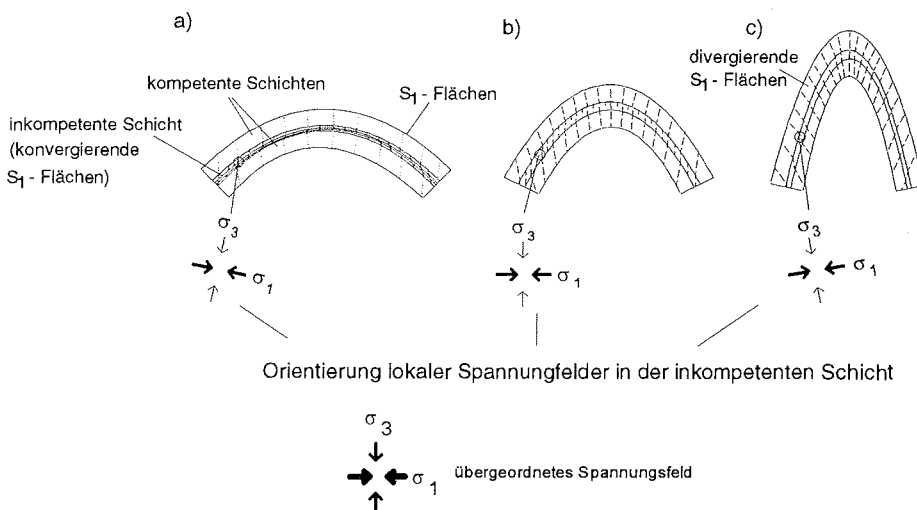


Abb. 10.1: Orientierung von Schieferflächen bei fortschreitender Faltung.

a) In inkompetenten Schichten hat die starke Anisotropie von Schichtflächen ein Konvergieren der  $S_1$ -Flächen zur Folge ( $S_1$ -Flächen fallen in Richtung von  $S_0$  ein). Die Entwicklung der  $S_1$ -Flächen wird in kompetenten Gesteinen als nur rudimentär angesehen.

b) Weitere Faltung bewirkt eine passive Rotation der Schieferflächen in inkompetenten Schichten in die Lage des geringsten Scherstrains.

c) Die  $S_1$ -Flächen wurden in inkompetenten und kompetenten Schichten durch weitergehende Faltung aus der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene herausrotiert (in kompetenten Schichten geschah dies bereits in a) und b). Die Orientierung der lokalen Spannungsfelder wird in a) durch die Anisotropie der Schichtflächen und in b) und c) von der Schieferflächen bestimmt.

Weiter sollte berücksichtigt werden, daß im Gestein wohl keine neuen Drucklösungsflächen angelegt werden, solange die älteren nicht um einen größeren Betrag aus der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene eines lokalen Spannungsfeldes herausrotiert sind. In Tonschiefern sind oftmals zwei Scharen von Drucklösungsflächen (Styloolithen) zu beobachten: Die ausgeprägtere ist parallel  $S_1$ , die ältere parallel  $S_0$  orientiert. Für letztere wird eine Entstehung im Krustendehnungs-Regime

nahegelegt (s. Abb. 4.5.a). Wenn prä- $S_1$  gebildete Drucklösungsflächen erhalten bleiben, sollten auch die im frühen Schieferungsstadium gebildeten noch zu sehen sein. Es muß deshalb davon ausgegangen werden, daß während des Schieferungsprozesses stets die gleichen Drucklösungsflächen aktiv gewesen sind.

Wie oben erwähnt, kann der nicht-koaxiale Charakter der Schieferung auch an der Deformation von prä- $S_1$ , in einem Krustendehnungs-Regime mineralisierten Quarzgängen dokumentiert werden. Die Beobachtung, daß kompetente Quarzgänge, die exakt in der YZ-Ebene der  $S_1$ -Flächen orientiert sind, eine asymmetrische Faltung aufweisen, ist mit einer einer koaxialen Deformationsgeschichte nicht konsistent. Bereits mit der Anlage von konvergierenden und divergierenden  $S_1$ -Flächen war der nicht-koaxiale Charakter der Schieferung vorbestimmt.

Anhand der Deformation des prä- $S_1$  gebildeten Quarzganges der Abb. 4.18a soll gezeigt werden, wie sich die Gewichtung bzw. der Anteil am Strain zwischen Faltung und Schieferung während der Deformation verändert hat: In Abb. 10.2a wird eine frühe Schieferungsphase mit konvergierenden  $S_1$ -Flächen in inkompetenten Schichten betrachtet (vgl. Abb. 10.1a). Die durch die Anisotropie der  $S_1$ -Flächen bewirkte Spannungsrefraktionen führten dazu, daß die  $S_1$ -Flächen bei weitergehender Deformation im Uhrzeigersinn rotieren. In Abb. 10.2b ist die Faltung weit fortgeschritten, so daß die gleichen  $S_1$ -Flächen divergieren (vgl. Abb. 10.1b). Die Rotation der  $S_1$ -Flächen verläuft gegen den Uhrzeigersinn.

Aus den Faltenformen (S-Form, Z-Form oder symmetrisch) eines Quarzganges, der exakt senkrecht zu den  $S_1$ -Flächen (in der YZ-Ebene) orientiert ist, sollte sich ableiten lassen, in welche Richtung die Rotation des inkrementellen Strainellipsoids erfolgt ist (vgl. Abb. 10.2). Die Abb. 4.18a zeigt einen Quarzgang mit asymmetrischen Falten mit Z-Form (die Abb. 4.18a ist gegenüber dem Profil in Abb. 4.1 und der Abb. 10.2 seitenverkehrt, so daß der Quarzgang, übertragen auf die Abb. 10.2 asymmetrische Falten mit S-Formen aufweist). Die asymmetrischen Falten des Quarzganges ("S"-Form nach der "Spiegelung") legen nahe, daß dem Gestein das  $S_1$ -Gefüge (größtenteils) aufgeprägt worden ist als die Faltung schon weit fortgeschritten war, in den inkompetenten Gesteinen die  $S_1$ -Flächen divergierten (vgl. 10.2b).

Die Tatsache, daß auf syn- $S_1$  aufgerissenen Extensionsbrüchen die Quarz-Chlorit-Straininkremente einen größeren Winkel zu der Faltenachsenmittelebene als die jüngeren und antitaxialen Calcitstraininkremente aufweisen, zeigt ebenfalls, daß der Großteil des durch die Schieferung erzeugte Strains dem Gestein aufgeprägt worden ist, als die Faltung weit fortgeschritten war. Dies läßt darauf schließen, daß der Schieferungsprozeß erst richtig wirksam geworden ist, als auch die  $S_1$ -Flächen in den inkompetenten Gesteinen eine Fächerstellung aufgewiesen haben (genaue Erläuterung hierzu in Abb. 10.3 und 10.5).

Bei den Ausführungen wurde nicht berücksichtigt, daß die Rotationsgeschwindigkeit in kompetenten und inkompetenten Schichtpaketen - bei angenommener gleicher Orientierung - infolge des höheren Strains in letzteren höher ist; dies schafft ebenfalls Bedingungen für eine nicht-koaxiale Deformation.

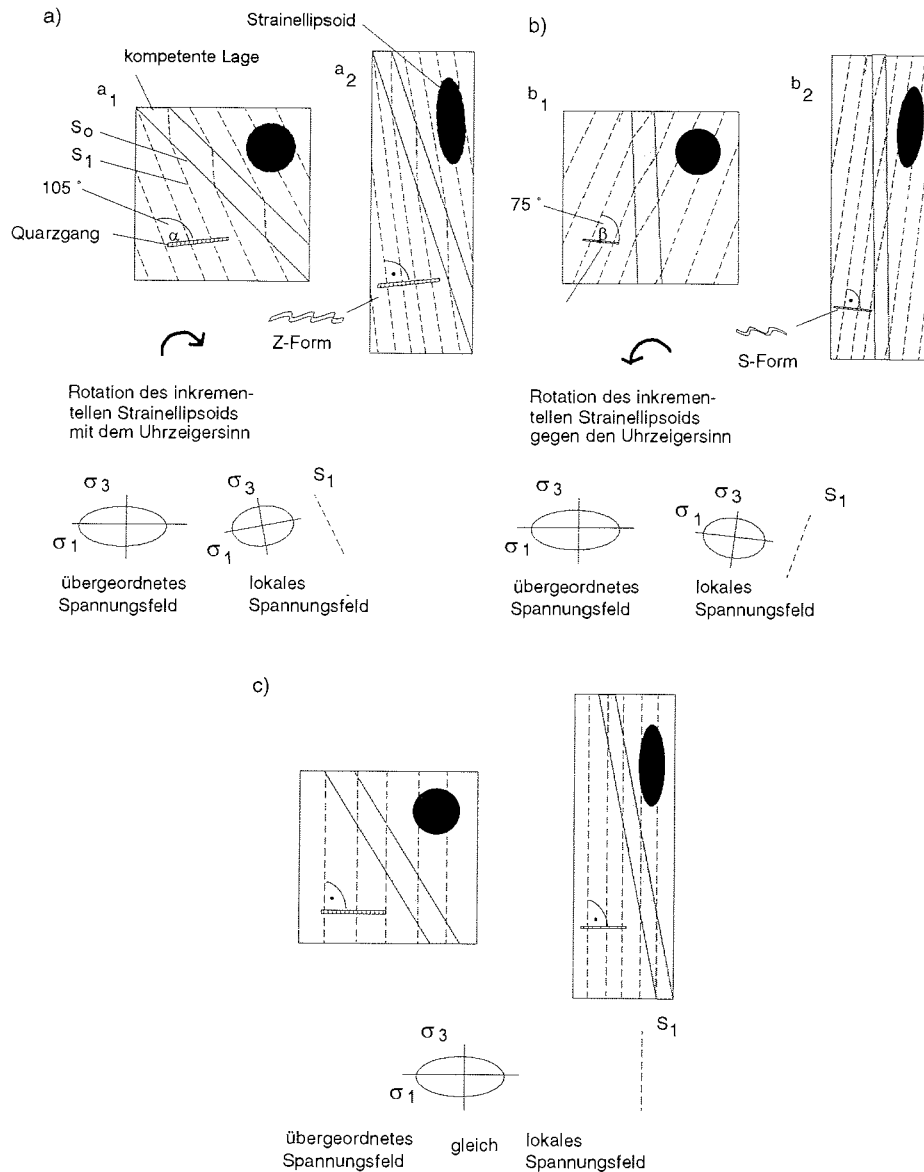


Abb. 10.2: Rotation des inkrementellen Strainellipsoids während des Schieferungs- und Faltungsprozesses. Infolge der Spannungsrefraktion, ausgelöst durch die  $S_1$ -Flächen (und  $S_0$ ), bildet sich ein lokales Spannungsfeld, dessen  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene zwischen der  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des übergeordneten Spannungsfeldes und den  $S_1$ -Flächen orientiert ist. Die Rotation des inkrementellen Strainellipsoids ist in a) und b) entgegengesetzt. Ein kompetenter Quarzgang, der in der YZ-Ebene der  $S_1$ -Flächen orientiert ist ( $a_2$  und  $b_2$ ) müßte bei divergierenden  $S_1$ -Flächen ( $a_1$ ) eine asymmetrische Faltung mit Z-Form, und bei konvergierenden  $S_1$ -Flächen ( $b_1$ ) eine entsprechende mit S-Form aufweisen. Bei coaxialer Deformation ist die Faltung des Ganges symmetrisch (c).

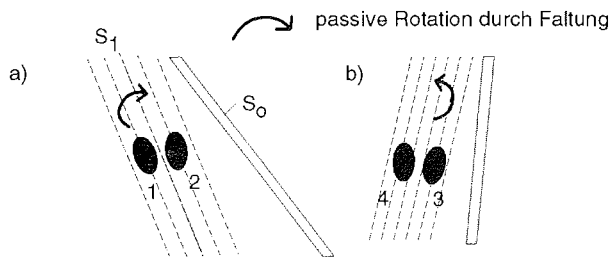


Abb. 10.3: Passive und aktive Rotation des inkrementellen Strainellipsoids.

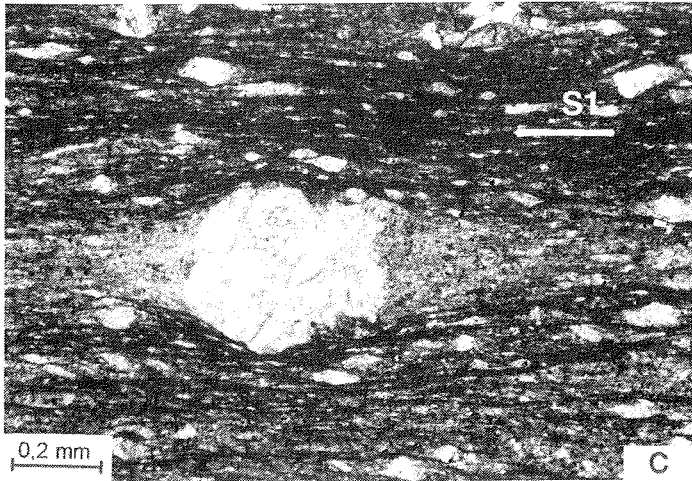
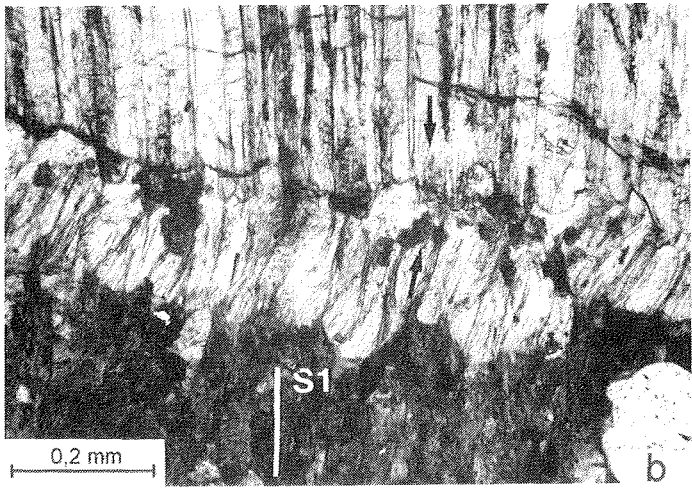
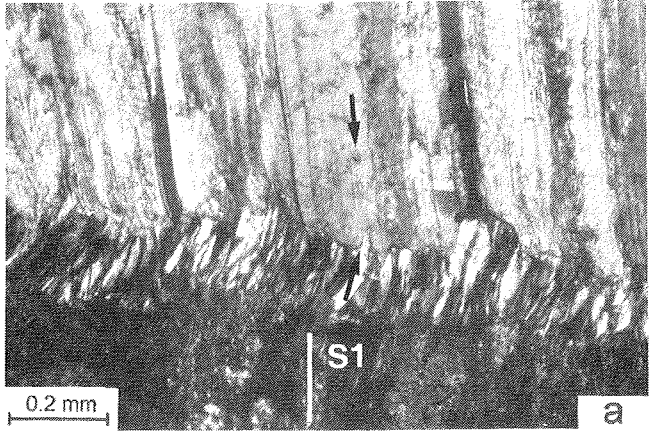
a) Erstes Straininkrement der Schieferung (1). Rotation des inkrementellen Strainellipsoids im Uhrzeigersinn infolge von konvergierenden  $S_1$ -Flächen (von 1 nach 2). Passive Rotation der  $S_1$ -Flächen infolge fortschreitender Faltung (von 1 über 2 nach 3), die von 3 nach 4 praktisch nicht mehr wirksam ist (vgl. Abb. 10.2a).

b) Nachdem die  $S_1$ -Flächen ihre Lage zur  $\sigma_2/\sigma_3$ -Ebene des übergeordneten Spannungsfeldes geändert haben, verläuft die Bewegung des inkrementellen Strainellipsoids in bezug zur Schieferungsebene gegen den Uhrzeigersinn (vgl. Abb. 10.2b).

Ein zusätzliches Argument dafür, daß der größte Teil des durch die Schieferung erzeugten Strains dem Gestein nach "weitgehendem Abschluß" der Faltung aufgeprägt worden ist, findet sich bei mehr oder wenig isometrischen Klusten in Tonschiefern. Die gering deformierten Druckschattenzonen von annähernd isometrischen Klusten sind bezüglich den  $S_1$ -Flächen symmetrisch (s. Abb. 10.5c und 10.6). Eine Rotation des Klustes mit dem inkrementellen Strainellipsoid ist aufgrund dessen Form nicht anzunehmen. Die symmetrische Form des Druckschattens ist nur konservierbar, wenn sich der größte Teil des Strains zwischen der Phase 3 und 4 (s. Abb. 10.3 und 10.5), nach dem weitgehenden Abschluß der Faltung, dem Gestein aufgeprägt worden ist.

Abb. 10.4a,b: Die Richtung von Quarz-Chlorit-Straininkrementen (frühe Extensionsbrüche, jeweils Bildmitte) weist von der X-Richtung in den  $S_1$ -Flächen und der Richtung der antitaxialen Calcitstraininkrementen (späte syn- $S_1$  mineralisierte Extensionsbrüche) erheblich ab. Die Pfeilrichtung weist in Richtung jüngerer Quarz-Chlorit-Straininkremente bzw. jüngerer Calcitstraininkremente (Ca 45).

Abb. 10.4c: Symmetrische, gering deformierte Zonen im Druckschatten eines rigiden Klustes. Stylolithen (Anreicherungen von schwer drucklöslichem Material) und fehlende Druckschattenmineralisationen zeugen von einem Abtransport des druckgelösten Materials (Ca 304).



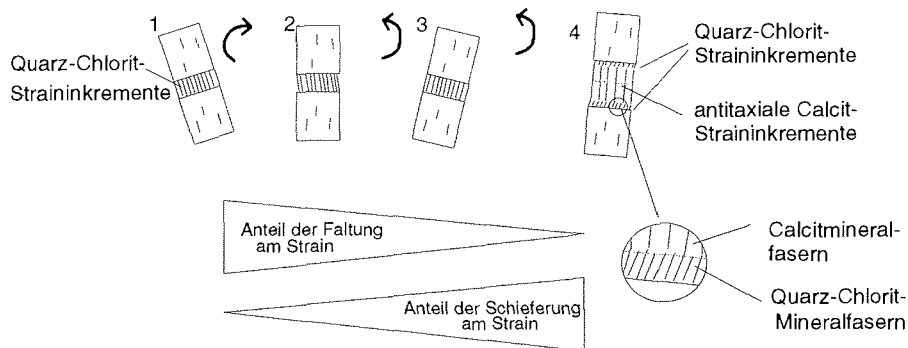


Abb. 10.5: Orientierung von Straininkrementen während des frühen (1) und späten Schieferungsstadiums (4) (die Nummerierung von 1 bis 4 entspricht der von Abb. 10.3). Der in 1 aktive Bruch ist während 2 und 3 inaktiv und wird in 4 reaktiviert. Das flachere Einfallen der Quarz-Chloritstraininkremente gegenüber den Calcitstraininkrementen in 4 zeigt, daß die Rotation des inkrementellen Strainellipsoids von 1 nach 2 (mit dem Uhrzeigersinn durch konvergierende  $S_1$ -Flächen, vgl. Abb. 10.2a) schwächer ausgefallen ist als die Rotation der inkrementellen Strainellipsoide von 2 bis 4 (Rotation im Uhrzeigersinn durch divergierende  $S_1$ -Flächen, vgl. Abb. 10.2b). Mit 3 ist das Stadium charakterisiert, in dem sich die entgegengesetzten Rotationsbewegungen gerade aufgehoben haben. Aus der Winkelbeziehung zwischen Quarz-Chlorit- und Calcitstraininkrementen läßt sich ableiten, daß der größte Teil des durch die Schieferung erzeugte Strain den inkompetenten Gesteinen aufgeprägt worden ist, als die  $S_1$ -Flächen in inkompetenten Gesteinen divergierten, die Faltung weit fortgeschritten war.

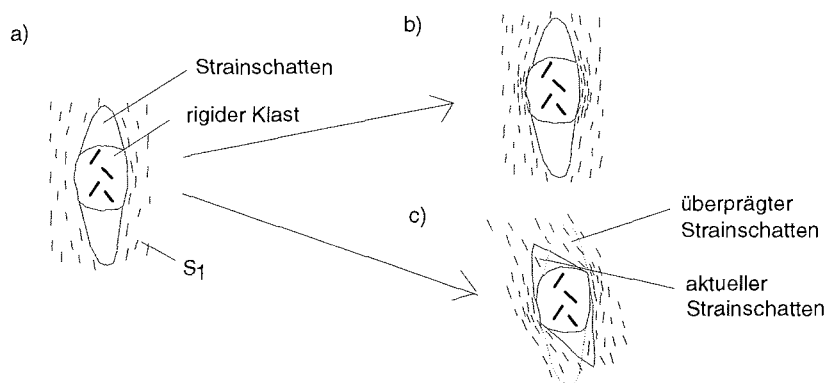


Abb. 10.6: Symmetrische Druckschattenzonen im frühen Schieferungsstadium (a). Bei weiterer koaxialer Deformation bleibt der Druckschatten symmetrisch (b), bei nicht-koaxialer entsteht als "finites" Produkt ein asymmetrischer Druckschatten (vgl. Abb. 10.4b).

Die  $S_1$ -Flächen-bildenden Gefüge täuschen eine koaxiale Deformation vor. Weil der größte Teil des durch die Schieferung erzeugten Strains dem Gestein im fortgeschrittenen Faltungsstadium aufgeprägt worden ist und zudem Spannungsrefraktionen geringere Rotationsbeträge der inkrementellen Strainellipsoide bedingten - in inkompetenten Lagen wird ein Teil der Rotation im späten Schieferungsstadium durch die entgegengesetzte Rotation im frühen

Schieferungsstadium ( $S_1$ -Flächen bildeten im frühen Schieferungsstadium einen divergenten Vergenzfächer; s. Abb. 10.4) neutralisiert - ist es nicht möglich, die nicht-koaxiale Deformation mit Hilfe eines Abweichens des finiten Strainellipsoids von den  $S_1$ -Flächen zu belegen.

## **11 Allgemeine Betrachtungen und Interpretationen zu regionalen Fragen bezüglich des BT, RBT, den Millen-Schiefern sowie des Lanterman- und Husky-Konglomerats**

Das Kapitel nimmt vorwiegend zu regionalen Zusammenhängen Stellung, die sich aus eigenen Beobachtungen und dem Studium der Literatur ergeben haben.

### **11.1 Erosionsdiskordanz zwischen der Glasgow-Formation und dem Carryer-Konglomerat**

WODZICKI & ROBERT (1987) beschreiben Hämatit- und Helglimmeranreicherungen im Kontakt von Glasgow-Formation und den überlagernden Schichten des Carryer-Konglomerats, die eine Erosionsdiskordanz und einen Paläoboden belegen sollen.

Dieser sedimentologische Kontakt ist im Profil auf eine Länge von circa 40 m aufgeschlossen. Er wurde durch die Faltung steilgestellt und durch eine Westüberschiebung geschleppt (s. Abb. 11.1). Im folgenden werden Argumente angeführt, die eine Erosionsdiskordanz bestätigen.

Auf stark karbonatisierten pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation ist ein Konglomerat mit einer tonigen und untergeordnet sandigen Matrix abgelagert worden. Die von der Schieferung deformierten Gerölle besitzen eine karbonatische "Verwitterungskruste" (s. Abb. 11.2a). Darüber folgen rote hämatitreiche Tonsteine, die zu hangenden Schichten hin zunehmend Einschaltungen von roten Sandsteinen zeigen. In den hangenden jüngeren Sandsteinschichten schalten sich konglomeratische Lagen ein. Die Konglomerate nehmen auf Kosten der Sandsteine sukzessive zu.

Das Konglomerat im Kontakt zur Glasgow-Formation unterscheidet sich im Geröllspektrum, im Grad der Verwitterung und in der Matrix markant von den jüngeren polymiktischen Konglomeraten des Carryer-Konglomerats. Im Gegensatz zu den polymiktischen Konglomeraten besteht das ältere Konglomerat aus Geröllen von Vulkaniten und pyroklastischen Gesteinen, die sich eindeutig aus der Glasgow-Formation ableiten lassen. Die polymiktischen Konglomerate enthalten in abnehmender Menge Sandstein-, Grauwacken-, Granit-, saure und intermediäre Vulkanit- sowie intraformationale Tongerölle. Die Gerölle des älteren Konglomerats und die obersten cm der pyroklastischen Brekzien der Glasgow-Formation weisen einen hohen Verwitterungsgrad auf: Feldspäte und Hornblenden sind meist nur als Pseudomorphosen erhalten, und das Gestein ist stark karbonatisiert. Die Gerölle der polymiktischen Konglomerate sind hingegen "frisch". Daß es sich hierbei eindeutig um eine prä-Leap-Year-Verwitterung handelt, läßt sich anhand der karbonatischen Verwitterungskruste der Gerölle belegen: 1. Der Calcit der Verwitterungskruste zeigt die gleichen Verformungsgefüge wie Calcit, der syn-S<sub>1</sub> deformiert worden ist (s. Kap. 7.1). 2. Die Verwitterungskruste führt teils nadelige Calcite, die ± senkrecht zu den Gerölloberflächen gewachsen sind. Ist die Verwitterungskruste parallel S<sub>1</sub>



orientiert, so sind die Calcitnadeln bezüglich den  $S_1$ -Flächen in Z-Richtung orientiert. Sie wurden während des Schieferungsprozesses druckverzwillingt und in X-Richtung boudiniert. Letzteres belegen die während des Schieferungsprozesses gebildeten Chlorit- und Calcitmineralfasern, die senkrecht zu den langen Achsen der Calcitnadeln und bezüglich des finiten Strainellipsoids in X-Richtung orientiert sind (s. Abb. 11.2b).

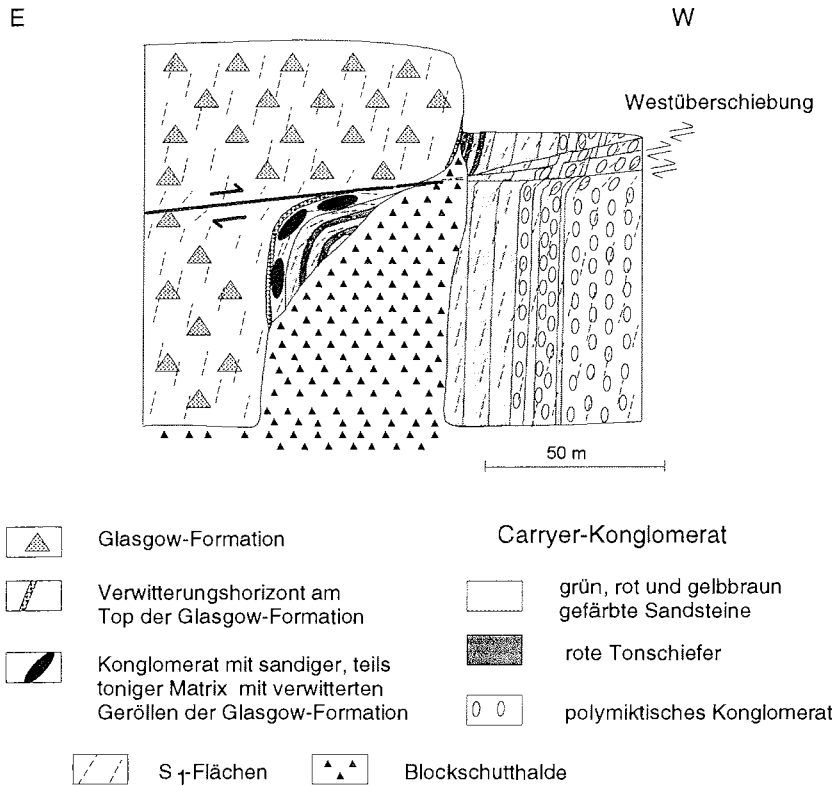


Abb. 11.1: Aufsicht auf eine Aufschlußwand der Glasgow-Formation, einen Steilhang des Carrier-Konglomerats und eine Blockschutthalde. Die Westüberschiebung fiedert in den Sandsteinen des Carrier-Konglomerats auf. Die scheinbar unterschiedlichen Transportweiten der Westüberschiebung, ca. 10 m im Carrier-Konglomerat und ca. 50 m im Bereich der geschleppten Tonschiefer und Sandsteine, lassen sich durch eine vor der Faltung angelegte Störung (synsedimentär oder aktiv vor Sedimentation des Carrier-Konglomerats; westliche Scholle gegenüber der östlichen abgeschoben) oder durch eine alte Geländestufe erklären, die durch die Westüberschiebung reaktiviert worden ist.

Im Hangenden der Westüberschiebung, wo ebenfalls ein sedimentärer Kontakt zwischen der Glasgow-Formation und dem Carrier-Konglomerat vorliegt, fehlt das ältere Konglomerat. Es ist somit nicht flächendeckend zur Ablagerung gekommen (s. Abb. 11.1). Die Versatzweite der Westüberschiebungen scheint auf der Höhe des Konglomerats mehr als 50 m zu betragen. Nach Westen fiedert die Westüberschiebung in Sandsteinen und Konglomeraten auf. Der

Versatzbetrag, an einer schwachen Schleppung der steilstehenden Sandsteine und Konglomerate zu verifizieren, beträgt hier circa 10 m. Die Beobachtung, daß im Hangenden der Westüberschiebung das ältere Konglomerat fehlt und das Carryer-Konglomerat mit jüngeren Schichten einsetzt (die Mächtigkeit der roten Sandstein-Tonstein-Wechsellagerung ist zudem geringer als im Liegenden der Scherzone) sowie die sprunghafte Abnahme der Versatzweiten der Westüberschiebung nach W führt zur Schlußfolgerung, daß eine ältere synsedimentäre Störung oder eine Geländestufe von der Westüberschiebung reaktiviert worden ist.

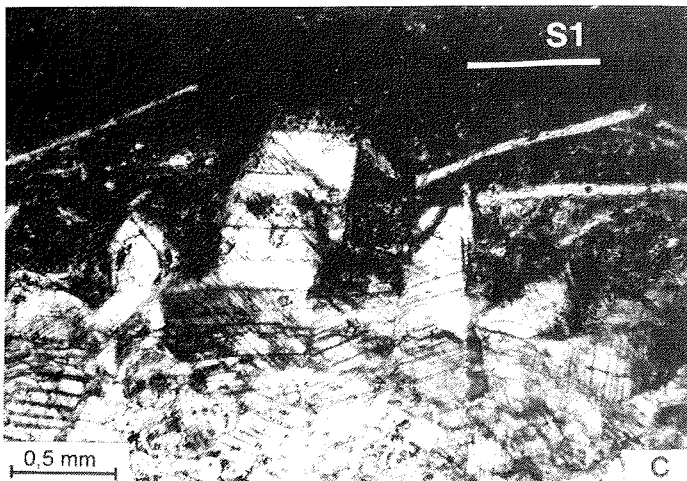
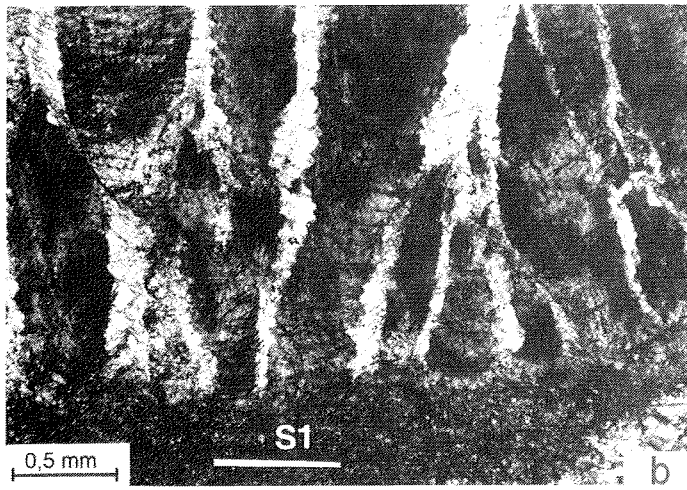
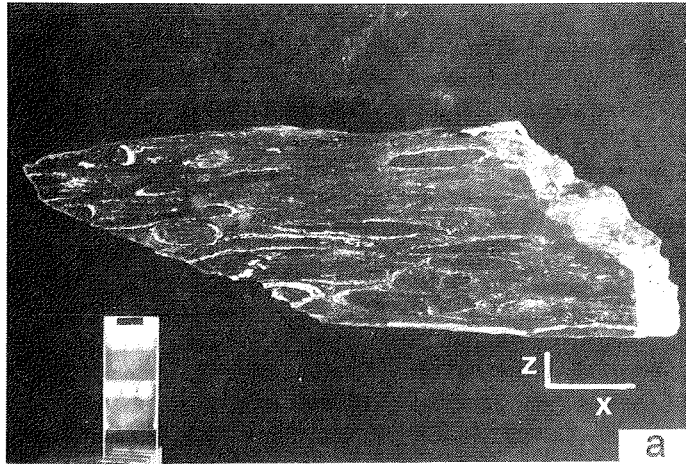
Aus dem Profil der Abb. 11.1 läßt sich folgende Entwicklung ablesen:

1. Ablagerung und Absenkung der Sledgers-Gruppe (die Mariner-Gruppe wurde im Bereich des unteren Carryer Gletschers nicht abgelagert oder vor Ablagerung des Carryer-Konglomerats abgetragen).
2. Heraushebung der Sledgers-Gruppe und Bildung eines Verwitterungshorizontes.
3. Ablagerung von verwitterten Geröllen, die in Depressionen zusammengeschwemmt wurden. Anschließend erfolgte die Sedimentation der Leap-Year-Gruppe bei gleichzeitiger Absenkung des BT.
4. Faltung und Schieferung der gesamten Bowers-Supergruppe.

Abb. 11.2a: Deformiertes Konglomerat mit Geröllen, die eine helle Verwitterungskruste aus Calcit besitzen. Die Position des Konglomerats ist der Abb. 11.1 zu entnehmen.

Abb. 11.2b: Ausschnitt einer calcitischen Verwitterungskruste (dunkel) im XZ-Schnitt. Auf Dehnungsbrüchen wurde syn-S, Calcit (hell) mineralisiert (Ca 226).

Abb. 11.2c: Calcitischer Blockzement mit intensiver Druckverzwillingung in der calcitischen Verwitterungskruste (Ca 226).



## 11.2 Zur Frage des Borchgrevink-Events

Der Begriff Borchgrevink-Event wurde von CRADDOCK (1972) eingeführt. Hierunter wird eine mittelpaläozoische Orogenese verstanden bzw. vermutet, die erstmals von GRINDLEY & WARREN (1964) in Nordvictorialand gefordert wurde. Dieses Event, Alter ca. 420 Ma, soll nach TESSENHORN et al. (1981) jedoch lediglich die Kontaktmetamorphose der devonischen Admiralty-Intrusionen widerspiegeln. Aufgrund fehlender devonischer kompressiver Gefüge wollen TESSENHORN et al. (1981) den Begriff Borchgrevink-Event verwerfen. Nach ADAMS et al. (1982) und WRIGHT (1985) soll die kambro-ordovizische Ross-Orogenese prä-Mariner sein (Schieferung und Faltung der Sledgers-Gruppe). Die Deformation der Mariner- und Leap-Year-Gruppe soll hingegen dem silurisch-devonischen Borchgrevink-Event zugeordnet werden, was jedoch ausgeschlossen werden kann (s. Kap. 4 ff). BRADSHAW et al. (1982) und BRADSHAW & LAIRD (1983) betrachten die Ross-Orogenese hingegen als post-Mariner und prä-Leap-Year. Die prägende Schieferung im BT sei hingegen das Ergebnis des Borchgrevink-Events. WODZICKI & ROBERT (1987) sehen die (scheinbaren) B2-Falten im BT als Folge dieses Events an. Die von WODZICKI & ROBERT (1987) beschriebenen B2-Falten sind jedoch im Zuge des Faltungs- und Schieferungsprozesses entstanden und stellen somit keine eigenständige Deformationsphase dar (s. Kap. 4.5 und 4.5.1). FINDLAY (1987a,b, 1992) vermutet, daß die offene Faltung der Leap-Year-Gruppe und die zweite Schieferung in den Millen-Schiefern dem silur-devonischen Borchgrevink-Event zuzurechnen sind, was ebenfalls auszuschließen ist: Mit den strukturgeologischen Ergebnissen dieser Arbeit ist sichergestellt, daß die Deformation (Faltung und Schieferung) im BT erst einsetzte, nachdem die gesamte Bowers-Supergruppe zu Ablagerung gekommen war (s. Kap. 4 ff).

Faltung und Schieferung und konjugiertes kompressives Schersystem sind mit Sicherheit das Resultat der Ross-Orogenese (s. Kap. 2.3.1 (Altersdatierungen)). Im Gegensatz zu den konjugierten kompressiven Scherflächen - der stufenlose Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten kompressiven Schersystem reflektiert eine Zugehörigkeit letzterem zur Ross-Orogenese (s. Kap. 4.4) - ist eine Zuordnung von flachen Westüberschiebungen und steilen Aufschiebungen zur Ross-Orogenese nicht direkt nachzuweisen. In den Kapiteln 12.1.2.1 und 12.1.2.2 wird eine mögliche Zugehörigkeit von Westüberschiebungen und steilen Aufschiebungen zur Ross-Orogenese diskutiert. Für ein kompressives Regime in silurisch-devonischer Zeit (Borchgrevink Event) gibt es keine Anhaltspunkte. Mit diesem Begriff sollte, hier stimme ich mit TESSENHORN et al. (1981) überein, lediglich die Intrusion der devonischen Admiralty-Granite und deren Kontaktmetamorphose verknüpft sein.

## 11.3 Tektofazielle Interpretation des Husky- und Lanterman-Konglomerats

Wenige km breite Ausstriche mit grünschieferfaziellen Konglomeraten sind in Nordvictorialand nur im Bereich der Terranegrenze zwischen dem Wilson- und dem Bowers Terrane beschrieben worden (u.a. von LAIRD et al. 1982, LAIRD &

BRADSHAW 1983, GIBSON 1984, GIBSON et al. 1984). Die Kontakte zwischen dem Lanterman- und Husky-Konglomerat sowie die Kontakte zu den Lanterman-Metamorphiten und Gesteinen der Sledgers-Gruppe sind tektonisch (s. Abb. 1.1, 1.2) (GIBSON 1984). Das Geröllspektrum der Konglomerate dokumentiert, daß das Husky-Konglomerat einem unmetamorphen und das Lanterman-Konglomerat einem metamorphen Abtragungsgebiet entstammt (s. Kap. 6.2). Der P-T-D-Pfad des Lanterman- und des Husky-Konglomerats scheint hingegen identisch (s. Kap. 8.2 und 8.3, s. auch GREW & SANDIFORD 1982). Die sedimentäre Herkunft, der Ablagerungszeitraum und die tektofaziale Stellung des Husky- und Lanterman-Konglomerats sind im altpaläozoischen Akkretionsgeschehen Nordvictorialands umstritten (s.u.). Aufgrund ihrer Lage, an der Suture zwischen WT und BT, sind sie in einer Schlüsselstelle positioniert. LAIRD et al. (1982) und LAIRD & BRADSHAW (1983) sehen das Husky-Konglomerat als das Liegende der Sledgers-Gruppe an, eine Ansicht die heute nicht mehr zutreffend scheint (s. Kap. 2.1). TESSENHORN (1984) interpretiert das Husky-Konglomerat, infolge der lithologischen Ähnlichkeit mit den pyroklastischen Gesteinen der Glasgow-Formation, als ein höher metamorphes Äquivalent der Sledgers-Gruppe. Eine ähnliche Interpretation gibt GIBSON (1984), der das Husky-Konglomerat als ein höher metamorphes zeitliches Äquivalent der Glasgow-Formation oder als ein jüngerer Abtragungsprodukt des inaktiven Inselbogens des BT ansieht. Die folgende Diskussion soll zeigen, daß das Husky-Konglomerat am wahrscheinlichsten ein Abtragungsprodukt der Sledgers-Gruppe ist.

Vor dem "Andocken" des unmetamorphen, noch undeformierten BT und RBT an den aktiven Kontinentalrand des WT ist ozeanische Kruste unter das WT subduziert worden (s. Kap. 1 und 13). Mit Einsetzen der Kollision von BT und RBT mit dem WT ist mit der Entstehung eines ausgeprägten Reliefs zu rechnen. Die Erosionsdiskordanz zwischen der Sledgers-Gruppe und dem Carrier-Konglomerat (s. Kap. 11.1) könnte dieses Ereignis widerspiegeln. Das Husky-Konglomerat wäre das entsprechende Erosionsprodukt. Die beiden Konglomerate wären das lithofaziale Ergebnis einer Inselbogen-Kontinent-Kollision (s. Abb. 13.1) - hier kann nur spekuliert werden, ob der Ablagerungsraum des Lanterman- und Husky-Konglomerats zwischen dem BT und WT ein Trench oder ein „fore arc“-Becken gewesen ist. Bei der Inselbogen-Kontinent-Kollision ist der Inselbogen (BT) inaktiv, der Kontinentalrand (WT) aktiv. Als Eduktgebiet für das Lanterman-Konglomerat wird das WT angenommen. Da das Lanterman-Konglomerat keine Gneis- und nur wenige Granitgerölle führt, muß bei Sedimentation des Metakonglomerats im WT ein höheres Krustenstockwerk angeschnitten gewesen sein. Das Husky-Konglomerat wird als Abtragungsprodukt des inaktiven Inselbogens des BT angesehen. Die geringe Reife des Husky- und Lanterman-Konglomerats legt kurze Transportbeträge und starke Hebungsbeträge von bzw. in ihren Liefergebieten nahe, was mit der obigen Interpretation konsistent ist.

Aufgrund der grünschieferfaziellen Metamorphose (s. Kap. 8.3) müssen beide Konglomerate in ein tieferes Stockwerk als die Gesteine der Bowers-Supergruppe gebracht worden sein. Dies geschah entlang von Scherzonen (vgl. GIBSON 1984) (s. hierzu Abb. 12.5 oder 13.1). Nur so läßt sich das Nebeneinander von Husky- und Lanterman-Konglomerat mit den höhermetamorphen

Lanterman-Metamorphiten erklären. Hierbei wäre zu prüfen, ob die Scherzone zwischen den Lanterman-Metamorphiten und dem Lanterman-Konglomerat vor oder nach der grünschieferfaziellen Metamorphose aktiv gewesen ist. Die Scherzone zwischen dem Husky-Konglomerat und der Sledgers-Gruppe muß hingegen jünger als die grünschieferfazielle Metamorphose sein (s. Abb. 12.4d), weil an dieser Scherzone das "low grade"-metamorphe Husky-Konglomerat auf die "very low grade"-metamorphen Gesteine der Bowers-Supergruppe aufgeschoben worden ist. Eine Reaktivierung der Aufschiebung zwischen den Lanterman-Metamorphiten und dem Lanterman-Konglomerat ist hier ebenfalls anzunehmen.

Eine verwandte Interpretation des Husky-Konglomerats wird von KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) gegeben. Sie interpretieren die Ablagerung des Husky-Konglomerats und dessen laterales Äquivalent, das Black-Spider-Konglomerat (s. Abb. 1.1), als tektonische Melange, die den Rest des subduzierten Ozeans zwischen WT und BT darstellen soll.

### **11.3.1 Zeitlicher Rahmen für die Ablagerung des Lanterman- und Husky-Konglomerats**

Durch die Erosionsdiskordanz zwischen der Sledgers-Gruppe und dem Carryer-Konglomerat läßt sich im BT eine Hebungsphase nachweisen, die prä-Leap-Year ist (s. Kap. 11.1). Ob die Abtragung der Sledgers-Gruppe vor, nach oder während der Sedimentation der mittelkambrischen bis oberkambrischen Mariner-Gruppe stattfand, läßt sich im bearbeiteten Profil nicht belegen. Eine von WODZICKI & ROBERT (1987) erwähnte diskontinuierliche Lagerung der Leap-Year-Gruppe auf der Sledgers- und der Mariner-Gruppe ist Indiz für eine Heraushebung des BT, die als post-Mariner und prä-Leap-Year einzustufen wäre. Dies ist vermutlich auch der Zeitpunkt der Terraneakkretion, die sich in der Lithologie des grobklastischen Lanterman- und Husky-Konglomerats niederschlägt.

Nach WODZICKI et al. (1982) unterscheidet sich die Mariner-Gruppe, die nach WRIGHT (1985) das Abtragungsprodukt eines Kontinents repräsentiert, markant von den vulkanoklastischen Sedimenten der Molar-Formation. Als mögliche Liefergebiete der Mariner-Gruppe ziehen WODZICKI et al. (1982) die Turbidite der Robertson-Bay-Gruppe und das WT in betracht. Schüttungsrichtungen wurden von LAIRD & BRADSHAW (1983) nach NW bis NE beschrieben. Es muß angemerkt werden, daß die liegenden Schichten des Carryer-Konglomerats, Sandsteine und Tonsteine im bearbeiteten Carryer-Gletscherprofil, von WODZICKI et al. (1982) noch der Mariner-Gruppe zugeordnet wurden, was zumindest teilweise die NE-Schüttungsrichtung erklärt.

Auch von biostratigraphischer Seite gibt es Hinweise, daß die Inselbogen-Kontinent-Kollision zwischen dem BT und dem WT post-Mariner ist. Die Mariner-Gruppe umfaßt nach LAIRD et al. (1982) und COOPER et al. (1982, 1990) eine Zeitspanne, die vom jüngsten Mittelkambrium bis ins Oberkambrium (Idamean) reicht. Von COOPER et al. (1982) beschriebene Spurenfossilien im Camp-Ridge-Quarzit (Formation der Leap-Year-Gruppe, s. Abb. 2.1) und

Fossilfunde in den jüngsten Ablagerungen der Robertson-Bay-Gruppe bei Handler Rigde von WRIGHT et al. (1984) und WRIGHT & BRODIE (1987) dokumentieren Alter, die an der Kambrium/Ordovizium-Grenze liegen. Faltung und Schieferung können im BT und RBT somit frühestens im ältesten Ordovizium eingesetzt haben. Es existiert somit eine erhebliche Zeitspanne zwischen dem Beginn der Sedimentation und der Deformation der Mariner-Gruppe. Nimmt man für die Mariner-Gruppe das WT als Liefergebiet an, so müssen zwischen dem eigentlichen Andocken des inaktiven Inselbogens (BT) an das WT und der späteren Deformation und Metamorphose im BT ca. 15 Ma vergangen sein. Für eine Unterbrechung des kompressiven Regimes gibt es jedoch keine Hinweise. Für die Mariner-Gruppe ist ein östlich positioniertes Liefergebiet, die Robertson-Bay-Gruppe oder ein östlich davon gelegene Landmasse, somit als wahrscheinlicher anzunehmen (s. Abb. 13.1b).

Bereits während der aktiven Phase des Inselbogens, die durch die Ablagerungen der Glasgow- und Molar-Formation angezeigt wird, wurde Abtragungsschutt eines kontinentalen Blockes im Bereich des Inselbogens sedimentiert. Dies legen QFL-Diagramme von WODZICKI & ROBERT (1987) nahe, die für die Molar-Formation eine grobe Zweiteilung erkennen lassen. Eine erste Gruppe von Sedimenten plottet in das Feld des magmatischen Bogens, eine zweite liegt an der Grenze der Felder von recycelten Orogenen und kontinentalen Blöcken. Letztere sind, gestützt auf Paläoschüttungsrichtungen (LAIRD et al. 1982, WODZICKI & ROBERT 1987), aus einem östlich des BT gelegenen Gebietes abzuleiten. Erst nach Beendigung des Vulkanismus und Absenkung des Inselbogens konnten Sedimentschüttungen aus Richtung der Robertson-Bay-Gruppe großflächig auf der Sledgers-Gruppe als Mariner Gruppe abgelagert werden (s. Abb. 13.1b).

Die heutige Position des Husky- und Lanterman-Konglomerats ist durch Bewegungen entlang von Aufschiebungen zu erklären, die vermutlich im Zusammenhang mit den jüngsten Deformationsstrukturen im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers, den steilen West- und Ostaufschiebungen, zu sehen sind (s. Kap. 12.2.2 und Abb. 12.4d oder Abb. 13.1e). Weiterhin ist die prägende erste Schieferung im Lanterman- und im Husky-Konglomerat mit Sicherheit mit der im BT und RBT gleichzusetzen. Die Deformation war lediglich in unterschiedlichen Stockwerken wirksam gewesen.

Die tektofazielle Interpretation des Husky- und Lanterman-Konglomerats führt zu einem enggefaßten Bildungszeitraum: Ablagerung der Konglomerate nach Beendigung der Sedimentation und teilweiser Abtragung der regressiven Mariner-Gruppe und vor Sedimentation der kontinentalen Leap-Year-Gruppe. Die Interpretation von GIBSON (1984), der das Husky-Konglomerat als ein laterales Äquivalent der Leap-Year-Gruppe ansieht, ist mit Sicherheit nicht richtig. Das Husky-Konglomerat ist vielmehr ein zeitliches Äquivalent zum Lanterman-Konglomerat. Eine alleinige Interpretation des Husky-Konglomerats als tektonische Melange (KLEINSCHMIDT & TESSENHORN 1987) kann nicht als richtig angesehen werden. Sie können eher als Olisthostrom-ähnliche Ablagerung interpretiert werden. Eine spätere Überprägung als Melange, bei der "Verschluckung" des Husky-Konglomerats, ist möglich. So wurden von GIBSON (1984) im Husky-Konglomerat Schollen des Lanterman-Konglomerats beschrieben. Eine

Unterscheidung von Melange und Olisthosstrom nach HSÜ (1968) ist jedoch infolge der grünschieferfaziellen Überprägung schwierig.

#### **11.4 Ost- oder westgerichtete Subduktion im ozeanischen Inselbogen des Bowers Terrane ?**

Der Inselbogen des BT wurde im obersten Kambrium (oder unterstes Ordovizium) an das WT akkretiert (s. Kap. 13). Zwischen dem Ende der aktiven Phase des Inselbogens und der Akkretion desselben an den aktiven Plattenrand, das WT, liegen mindestens 15 Ma. Dies geht aus Fossilfunden in der Mariner-Gruppe und Datierungen synkinematischer S<sub>1</sub>-bildender Minerale hervor (s. Kap. 11.3.1 und Kap. 2.3.1). Über die Subduktionsrichtung im BT gibt es unterschiedliche Auffassungen. WEAVER et al. (1984), GIBSON & WRIGHT (1985) und KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) favorisieren eine westgerichtete Subduktion, während WODZICKI & ROBERT (1987) und FINDLAY (1987b) eine ostgerichtete diskutieren. Die Faziesverteilung im BT, Flachwassersedimente im Osten, "slope"-Sedimente im Westen, und Paläoschüttungsrichtungen (WODZICKI & ROBERT 1987) stehen mehr mit einer ostgerichteten Subduktion im Einklang. Ein aus Bowers-Supergruppe und Robertson-Bay-Gruppe zusammengesetztes Terrane (B/RBT; das RBT wird im Unter- und Mittelkambrium als ein "back arc basin" zum Inselbogen des BT interpretiert), wie es in der Arbeit gefordert wird (s. Kap. 12 ff.), läßt sich nur mit einer ostgerichteten Subduktionszone vereinbaren (s. Abb. 13.1). Weitere Argumente für eine ostgerichtete Subduktionszone im BT werden im Kap. 13 gegeben.

#### **11.5 Entstehung des heutigen geologischen Bildes an der Suture zwischen Wilson und Bowers Terrane**

Während die Bowers-Supergruppe, das Lanterman-Konglomerat und das Husky-Konglomerat zum Zeitpunkt der Inselbogen-Kontinent-Kollision unmetamorph gewesen sind, sind für die Lanterman-Metamorphite zu diesem Zeitpunkt P-T-Bedingungen von 650°C bei 5,5 - 6,4 kbar (GREW & SANDIFORD 1984, 1985; vgl. auch KLEINSCHMIDT et al. 1987) zu fordern. Für eine ältere Metamorphose in ultramafischen Gesteinen, die perlschnurartig entlang der Lanterman-Störung in den Lanterman-Metamorphiten eingeschuppt sind, wurden von GREW & SANDIFORD (1984) Temperaturen von 650 - 700°C bei 7,5 - 9,5 kbar ermittelt. Die ultramafischen Gesteine wurden einer weiteren Metamorphose unterzogen, für die KLEINSCHMIDT et al. (1987) Temperaturen von 600 - 650°C bei 5 kbar angeben. Diese P-T-Daten decken sich mit den von GREW & SANDIFORD (1984, 1985) gegebenen Daten für die prägende Mitteldruckmetamorphose in den Lanterman-Metamorphiten (s.o.). Für die Deformation und Metamorphose in der Lanterman Range wird von BRADSHAW (1987) ein Zeitraum von 510 bis 540 Ma angenommen (s. auch Kap. 2.3.2).

Anschließend wurde die Bowers-Supergruppe bei max. 2,3 kbar und max. 270°C deformiert, während die Temperaturen im Lanterman- und Husky-Konglomerat zwischen 450°C und 500°C erreichten (s. Kap. 8.2 und 8.3). Drucke können für letztere nicht angegeben werden. Es ist jedoch damit zu



rechnen, daß der thermische Gradient ein ähnlicher war wie in den Gesteinen der Lanterman-Metamorphite und der Bowers-Supergruppe. Es wäre somit mit Drucken um 4 bis 5 kbar zu rechnen. In den Lanterman-Metamorphiten wird von WODZICKI et al. (1982) und ROLAND et al. (1984) eine dritte Faltung unter grünschieferfaziellen Bedingungen beschrieben. GREW & SANDIFORD (1985) ermittelten für dieses Ereignis 350 - 370°C bei 3 - 5 kbar. Diese Temperaturen sind ungefähr 100°C geringer wie die erreichten Temperaturen im Husky- und Lanterman-Konglomerat. Die Crenulierung der prägenden Foliation im Lanterman- und Husky-Konglomerat (s. Kap. 6.2) könnte mit der von GREW & SANDIFORD (1985) beschriebenen grünschieferfaziellen Metamorphose gleichzusetzen sein. Die abschließende grünschieferfazielle Metamorphose in den Lanterman-Metamorphiten ist vermutlich mit deren Heraushebung im Endstadium der Ross-Orogenese geknüpft (s. Abb. 12.5). Um die Lanterman-Metamorphite (5,5 - 6,4 kbar) in das Stockwerk der Bowers-Supergruppe (max. 2,3 kbar) zu bringen, sind vertikale Bewegungen von ca. 10 km erforderlich.

### **11.6 Zur Problematik der "Molasse"-ähnlichen Leap-Year-Gruppe**

Während KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) die Leap-Year-Gruppe als Molasseablagerung des WT interpretieren, sieht BRADSHAW (1987) die Leap-Year-Gruppe, aufgrund der Reife der Sedimente und Geröllführung, nicht als molassefazielle Ablagerung an. Im Geröllspektrum der Leap-Year-Gruppe, d.h. des Carryer-Konglomerats, spiegelt sich auch nicht das Gesteinsspektrum des heute aufgeschlossenen WT wider. Das Geröllspektrum beinhaltet zwar granitische Gesteine, die nach WODZICKI & ROBERT (1987) mit den Granit Harbour Intrusiva vergleichbar sind, "high-" oder "medium grade"-Gesteine, die für das WT charakteristisch sind, finden sich hingegen nicht. Die Quarzverformungsgefüge von Klüften und Geröllen reflektieren ein Liefergebiet, das durch eine "very low grade"- und untergeordnet eine "low grade"-Metamorphose geprägt gewesen ist (s. Kap. 7.1). Auch die intermediären und sauren Vulkanite im Geröllspektrum des Carryer-Konglomerats lassen sich im heute aufgeschlossenen Krustenniveau des WT nicht nachweisen.

Paläoschüttungsrichtungen und Geröllgrößen lassen jedoch auf ein im Westen und nahe gelegenes Abtragungsgebiet des Carryer-Konglomerats (Leap-Year-Gruppe) schließen (LAIRD et al. 1982, LAIRD 1987, WODZICKI & ROBERT 1987). Dies spricht wiederum dafür, daß das WT das Liefergebiet für das Carryer-Konglomerat ist. Die geringe Zeitspanne zwischen Ablagerung und Faltung der Leap-Year-Gruppe, letztere ist Ausdruck des "Anschweißens" des BT an den aktiven Kontinentalrand des WT, legt ebenfalls nahe, daß die fluviatilen Ablagerungen der Leap-Year-Gruppe den Abtragungsschutt des WT darstellen (s. Abb. 13). Während der Akkretion des Inselbogens bzw. während der Ablagerung der Leap-Year-Gruppe muß im WT ein höheres Krustenstockwerk angeschnitten gewesen sein. Nach Ablagerung der Leap-Year-Gruppe wurde das Wilson Terrane im Endstadium der Ross-Orogenese entlang steiler Aufschiebungen auf die Bowers-Supergruppe aufgeschoben. Der starke Uplift bzw. die isostatische Hebung des WT wurde durch den Unterschub von kontinentaler Kruste ausgelöst (s. Kap. 12.2, Kap. 12.4, Abb. 12.4 und Abb. 13.1). In QFL-Diagrammen von WODZICKI & ROBERT (1987, Fig. 7) liegen Carryer-

Konglomerat und Camp-Ridge-Quarzit in Feldern eines kontinentalen Blockes und recycelten Orogens.

Die Leap-Year-Gruppe kann nicht als eine typische Molasse interpretiert werden, weil Faltung und Schieferung mit der Deformation des akkretierten Inselbogens stattfand und diese nach Osten nicht ausklingt. Im Kap. 12.5 wird weitergehend auf die Problematik der Leap-Year-Gruppe eingegangen.

### 11.7 Millen-Schiefer - eine "pop-up"-Struktur ?

Die Millen-Schiefer, als grünschieferfazieller Streifen zwischen Bowers-Supergruppe und Robertson-Bay-Gruppe aufgeschlossen, werden von zwei Störungen begrenzt (s. Abb. 1.1, 1.2). Die westliche Störung bildet die subvertikale Leap-Year-Störung (WRIGHT 1982, Benennung von DOW & NEALL 1972), die östliche wird als Millen-Überschiebung (WRIGHT & DALLMEYER 1992) oder im Bereich des Lillie Gletschers als "Lillie-Glacier-fault" (FINDLAY 1987b) bezeichnet. WRIGHT (1982) beschreibt eine wahrscheinlich mehrfache Aktivierung der Leap-Year-Störung. Während der ersten und dominierenden Bewegungsphase sollen an der steilen Leap-Year-Störung die Millen-Schiefer (WRIGHT (1982) beschreibt die Millen-Schiefer als höher deformierte Gesteine der Robertson-Bay-Gruppe) auf die Bowers-Supergruppe aufgeschoben worden sein. Abschiebende Bewegungen der Bowers-Supergruppe gegenüber den Millen-Schiefern wurden hingegen von JORDAN et al. (1984) in den nördlichen Bowers Mountains beschrieben. Sie berichten auch von "strike-slip"-Bewegungen im näheren Umfeld der Leap-Year-Störung. Aus der zur Verfügung stehenden Literatur läßt sich jedoch nicht entnehmen, ob es sich bei der Leap-Year-Störung um eine in einem Kompressions- oder Krustendehnungs-Regime angelegte Struktur handelt.

Entlang der Millen-Störung sollen die Millen-Schiefer auf die Robertson-Bay-Gruppe aufgeschoben worden sein (s. Kap. 6.1, u.a. WRIGHT 1982, FINDLAY 1987a,b, 1992 WRIGHT & DALLMEYER 1992). Der Metamorphosesprung zwischen den unter gleichen P-T-Bedingungen deformierten Gesteinen der Robertson-Bay-Gruppe und der Bowers-Supergruppe und den höher metamorphen grünschieferfaziellen Millen-Schiefern erfordert eine in etwa gleich große "relative Heraushebung" letzterer gegenüber den beiden benachbarten Gruppen (s. Abb. 6.3 oder 12.4d). Für das Nebeneinander der 3 lithologischen Einheiten werden verschiedene Möglichkeiten diskutiert. FINDLAY (1987b) fordert zuerst eine "thrust" mit tektonischem Westtransport (Millen-Schiefer über Bowers-Supergruppe geschoben) und anschließend eine mit tektonischem Osttransport (Millen-Schiefer über Robertson-Bay-Gruppe geschoben). Argument für den tektonischen Westtransport soll nach FINDLAY (1987b) eine leichte Westvergenz der  $S_1$ -Flächen in den westlichsten Gesteinen der Robertsen-Bay-Gruppe sein. WRIGHT & DALLMEYER (1992) nehmen hingegen einen ausschließlich westgerichteten tektonischen Transport an (s. Diskussion in Kap. 12.4).

Das BT, RBT und die Millen-Schiefer sind durch einen aufrechten Baustil charakterisiert. Es gibt zwar insbesondere in der Umgebung von Leap-Year-, Millen- und Lanterman-Störung Vergenzen (TESSENSOHN 1984, KLEINSCHMIDT &

TESSENHORN 1987, FINDLAY 1987b), diese weisen jedoch keine einheitliche Richtung auf, d.h. es liegen schwache E- und W-Vergenzen vor. In seiner Gesamtheit zeichnet sich das BT, die Millen-Schiefer und das RBT durch einen nicht-vergenten Baustil aus. Dies gilt für Faltung und Schieferung sowie auch für das konjugierte kompressive Schersystem. Es erscheint deshalb plausibel, daß die Millen-Schiefer durch eine "pop-up"-Bewegung in ihre heutige Position gelangt sind (s. Abb. 6.3, weitere Erläuterungen hierzu in Kap. 12). Die Millen-Überschiebung wäre als eine auf das Vorland gerichtete "thrust", die Leap-Year-Störung als steile Rücküberschiebung zu interpretieren. Die Interpretation der Leap-Year-Störung als Ostüberschiebung, wie in Akkretionsmodellen von GIBSON & WRIGHT (1985) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a,b) gefordert, ist wenig wahrscheinlich: An einer Überschiebung in einem Vorlandüberschiebungsgürtel werden in der Regel höher metamorphe über geringer metamorphe Einheiten geschoben. Bei der Interpretation von GIBSON & WRIGHT (1985) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a,b) wären hingegen die "very low grade"-metamorphe Bowers-Supergruppe über die "low grade"-metamorphen Millen-Schiefer geschoben worden.

Die Interpretation der Millen-Schiefer als "pop-up"-Struktur beruht wesentlich auf Literaturstudien. Die Leap-Year-Störung konnte nicht beprobt werden. Es ist deshalb nicht von der Hand zu weisen, daß die Leap-Year-Störung eine bei Krustendehnung (post-Ross-Orogenese) gebildete Struktur oder eine ältere reaktivierte Aufschiebung repräsentiert. Die folgenden Kapitel werden deutlich machen, daß sich eine "pop-up"-Struktur dem geologischen Baustil im BT und RBT am besten anpaßt.

## **12 BT und RBT - ein "thrust sheet". Steuerung des Deformationsstils durch Fluidzufuhr über ein duktiles Detachment**

Das BT, RBT und auch die Millen-Schiefer zeichnen sich durch einen aufrechten Faltenbau mit subvertikal orientierten Schieferflächen aus (s. Kap. 4). Die Krustenverkürzung im BT und RBT (nach einer groben Schätzung ca. 50%) macht einen Abscherhorizont erforderlich. Im BT und RBT ist, mit Ausnahme der Millen-Schiefer,  $\pm$  das gleiche Krustenniveau angeschnitten (s. Abb. 1.2). Dies erklärt, weshalb das Detachment in Nordvictorialand nicht aufgeschlossen ist. Die anschließende Diskussion soll die Ursachen für den Wechsel im Deformationsstil im BT (Übergang von Schieferung und Faltung zu Bewegungen entlang von Scherzonen) und die Rolle eines duktilen Detachments für den aufrechten Baustil im "very low grade"-metamorphen "thrust sheet" des B/RBT beleuchten.

### **12.1 Deformationsstil im BT und RBT - Vergleiche mit Modellierungen von Vorlandüberschiebungsgürteln**

Die Bowers-Supergruppe kann als Teil eines "thrust sheets", zusammengesetzt aus Bowers-Supergruppe bzw. BT, Millen-Schiefer und Robertson-Bay-Gruppe bzw. RBT, angesehen werden, das über einem Abscherhorizont verformt worden ist (vgl. BOYER & ELLIOTT 1982). Der Strain, der in diesem "thrust sheet" zur Kompensation der Abscherbewegung im Abscherhorizont aufgenommen werden mußte, läßt sich in Anlehnung an SIMON & GRAY (1982) und GEISER (1988) in drei Mechanismen gliedern: 1. Faltung, 2. lagenparallele Verkürzung (Schieferung) und 3. Bewegungen von rigiden Gesteinkörpern entlang von Störungen (s. Abb. 12.2).

#### **12.1.1 Krustenverkürzung durch Faltung und Schieferung**

Während dieser Deformationsphase sind im heutigen Aufschlußniveau von BT (und RBT) die Mechanismen 1 und 2 beherrschend gewesen.  $S_0$ -parallele Anisotropien und Kompetenzkontraste sowie überhöhte Fluiddrucke ( $p_f > \sigma_3$ ;  $\sigma_3$  parallel  $\sigma_v$ , s. Kap. 9) begünstigten diese Mechanismen. In der zeitlichen Entwicklung löste die Schieferung in zunehmenden Maße die Faltung als dominierenden Mechanismus ab (s. Kap. 10). Im Kapitel 12.3 wird ausgeführt, daß der Deformationspfad von BT und RBT zumindest für Faltung und Schieferung und konjugiertes kompressives Schersystem identisch ist. Die folgenden Ausführungen lassen sich somit bedingt auch auf das RBT übertragen.

In einer Vielzahl von Modellversuchen wurde versucht, die unterschiedlichen Baustile von Überschiebungsgürteln im Laborexperiment zu reproduzieren. Zwei dieser Versuche (LIU & DIXON 1990 bzw. DIXON & LIU 1992 und HUIQI et al. 1992) werden im folgenden Text auf ihre Übertragbarkeit auf den Deformationsstil im BT und RBT diskutiert.

In Modellversuchen von LIU & DIXON (1990) zeigte sich, daß die Gewichtung der Anteile der oben angeführten 3 Mechanismen und die Faltenvergenz vom Abstand zum Abscherhorizont kontrolliert werden (s. Abb. 12.1). Die Versuchsergebnisse dokumentieren, daß unmittelbar über dem Abscherhorizont Duplexstrukturen zu erwarten sind, während in einem größeren Abstand zu diesem Faltung vorherrscht. Die Abb. 12.1 verdeutlicht, daß der Grad der Vergenz mit Annäherung an den Abscherhorizont gesteigert wird. Während in der mittleren gefalteten Lage eine deutlich auf das Vorland (nach links) gerichtete Vergenz zu sehen ist, zeigen Falten der oberen Lage meist nur leichte Vergenzen, die sowohl auf das Vorland als auch auf das Rückland hin gerichtet sind.

Der Deformationsstil im BT und RBT mit Faltung, die nur schwache ENE- als auch WSW-Vergenz zeigt, entspricht dem oberen Teil des Überschiebungskörpers im Modell von LIU & DIXON (1990). Der Abscherhorizont wäre gemäß diesem Modell erheblich unterhalb des heutigen Aufschlußniveaus zu suchen.

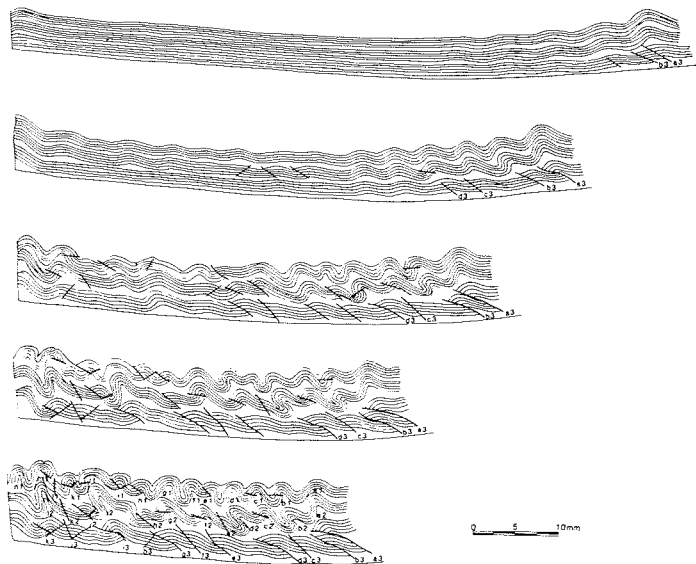


Abb. 12.1: Entwicklung eines Überschiebungsgürtels nach den Versuchsergebnissen von LIU & DIXON (1990). Die feingebänderten Bereiche sind kompetente, die hellen Bereiche inkompetente Lagen (nach LIU & DIXON 1990, gekürzt).

GEISER (1988) benutzt die drei Mechanismen - Faltung, Stapelung von rigidem Blöcken (z.B. Duplexe) und lagenparallele Verkürzung - für eine Differenzierung in: a) "Decollement-", b) "imbricate-" und c) "LPS ("layer-parallel shortening") thrust sheets" (s. Abb. 12.2). Weil Faltung und Schieferung die beherrschenden Mechanismen gewesen sind, müßte bezüglich des BT, nach GEISER (1988), zunächst von einem hybriden "thrust sheet" gesprochen werden.

Im Unterschied zu GEISER (1988) - seine Ergebnisse entstammen Geländebeobachtungen - sind in den Modellversuchen von LIU & DIXON (1990) die 3

Mechanismen in der Vertikalen - Abstand vom Abscherhorizont - unterschiedlich gewichtet (vgl. Abb. 12.1 und 12.2).

Die älteste Formation ist im BT die Solidarity-Formation mit MOR-Basalten (WODZICKI & ROBERT 1987). Sie ist in einem Sattelkern, der westlich des bearbeiteten Profils lokalisiert ist, aufgeschlossen (s. Abb. 2.2). Wenn diese Formation den Top der ozeanischen Kruste repräsentiert, auf dem die Sledgers-Gruppe abgelagert worden ist, so wäre der Abscherhorizont im BT in nicht allzu großer Tiefe unter dem heutigen Aufschlußniveau zu erwarten. Für größere Duplexstrukturen über dem Abscherhorizont wie im Modell von LIU & DIXON (1990) wäre in diesem Fall kaum Raum vorhanden.

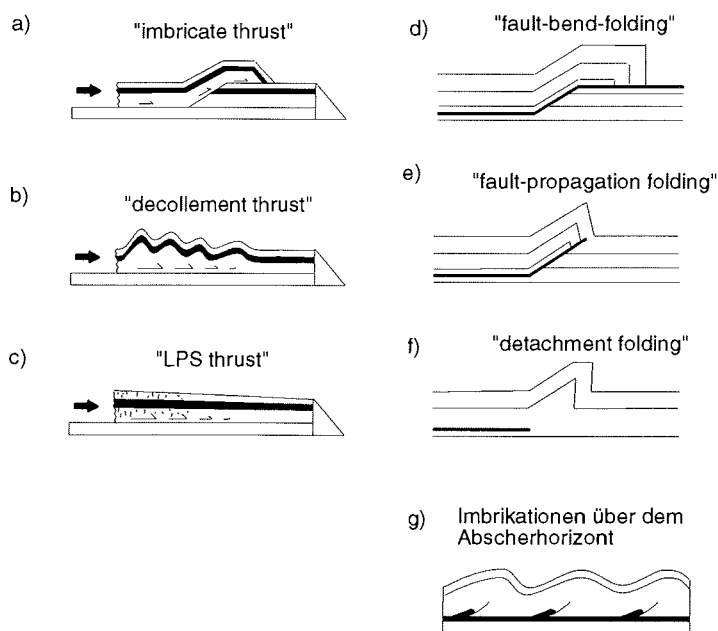


Abb. 12.2: Mechanismen der "thrust sheet"-Bewegung: a) Verkürzung des "thrust sheets" durch Imbrikation (= "fold bend folding" (d)); b) durch Faltung und Entwicklung eines Decollements (= "detachment folding" (f)); c) durch LPS, infolge unterschiedlicher Kompetenz zwischen der oberen und der rigiden unteren Lage. Die Position der Solidarity-Formation in einem Sattelkern läßt sich am ehesten mit einer Imbrikation über dem Abscherhorizont erklären (vgl. g) (a, b und c nach GEISER (1988), d, e, f nach JAMISON (1987, 1992), g nach COOPER & TRAYNER 1986).

Eine Grenze zwischen ozeanischer Kruste und der überlagernden Molar- und Glasgow-Formation würde eine prädestinierte Anisotropie für ein Detachment darstellen. Das Vorkommen der Solidarity-Formation legt jedoch nahe, daß sich das Detachment nicht exakt an diese Grenze hielt. Das Vorkommen der Solidarity-Formation in einem Sattelkern (s. Abb. 2.2) läßt sich am ehesten durch blinde Imbrikationen über dem Abscherhorizont erklären (s. Abb. 12.2g).

Der Baustil mit Faltung und Schieferung, begünstigt von supralithostatischen Fluidrücken ( $p_f > \sigma_v$ ) (s. Kap. 9), hohen Kompetenzkontrasten und ausgeprägten Anisotropien der undeformierten vulkano-sedimentären Ablagerungen der Bowers-Supergruppe, läßt eine größere Zone mit Duplexen, "flat and ramp"-Strukturen oder ausgeprägten Imbrikationen über dem Detachment nicht erwarten. Der Baustil ist während der Faltung und Schieferung gemäß JAMISON (1987, 1992) durch "detachment folding" charakterisiert - nach GEISER (1988) müßte von einem hybriden "thrust sheet" gesprochen werden, das durch Faltung, Entwicklung eines Decollements, und "LPS" geformt worden ist (s. Abb. 12.2b,c).

Mit Hilfe der "low grade"-metamorphen Millen-Schiefer (ca. 300 -350°C, s. Kap. 8.2), die sehr wahrscheinlich durch eine "pop-up"-Bewegung in ihre heutige Position gelangt sind (s. Abb. 6.3, 12.4 und 12.5), läßt sich eine Mindestmächtigkeit für das "thrust sheet" und eine minimale Tiefe für den zu fordernden Abscherhorizont angeben. Gemäß dem thermischen Gradienten von ca. 30°C/km, angezeigt durch die Prehnit-Pumpellyit-Fazies (s. Kap. 8.1.1), kann die Mindestmächtigkeit des "thrust sheets" mit ca. 10 km angegeben werden. Das Detachment wäre im BT in einer minimalen Tiefe von 2 bis 3 km unter dem heutigen Aufschlußniveau zu suchen. Endgültigen Aufschluß hierüber können nur geophysikalische Untersuchungen oder Bohrungen geben. In 10 km Tiefe und bei Temperaturen von über 300°C müßte das zu fordernde Detachment eine duktile Scherzone gewesen sein.

#### **12.1.2 Krustenverkürzung durch konjugierte Scherzonen, Westüberschiebungen und steile Aufschiebungen**

Im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carryer Gletschers wurde die Krustenverkürzung mittels Faltung und Schieferung durch ein konjugiertes kompressives Schersystem sukzessive und ineinander übergreifend abgelöst (s. Kap. 4 ff). Der Strain verlagerte sich auf konjugierte Scherzonen. Verglichen mit Faltung und Schieferung ist der hierbei aufgenommene Strain jedoch gering. Die weiteren Deformationen (Westüberschiebungen und steile Aufschiebungen, s. Kap. 12.1.2.1 und 12.1.2.2) belegen, daß das kompressive Regime weiter aktiv gewesen ist, so daß auch während der Anlage der konjugierten kompressiven Scherzonen mit größeren Abscherbewegungen in dem zu fordernden Detachment zu rechnen ist. Der geringe Strain, der durch das konjugierte kompressive Schersystem (im Aufschlußmaßstab) oder die "pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer (s. Kap. 6.1 und 12.7) aufgenommen werden konnte, reichte mit Sicherheit nicht aus, um weitere Abscherbewegungen im "thrust sheet" in bedeutendem Maße zu kompensieren. Die angestiegene Scherfestigkeit der Kruste erschwerte deren Interndeformation (s. Abb. 9.2). Es ist mit Überschiebungen, ohne größere Interndeformation im "thrust sheet", auf ein östlich gelegenes Vorland zu rechnen. Mit auf das Vorland gerichteten Duplex- oder "flat and ramp"-Strukturen ist über dem Detachment aus folgendem Grund nicht zu rechnen. Infolge der vorausgegangenen Faltung und Schieferung fehlen die wesentlichen Voraussetzungen für die Bildung von "flat and ramp"-Strukturen: Es sind keine horizontalen Anisotropien und Kompetenzkontraste vorhanden, die Rampenbildungen in kompetenten und flache Überschiebungen in

inkompetenten Lagen förderlich wären. Günstige Voraussetzung für "flat and ramp"-Strukturen waren zu Beginn der Deformation im BT bei horizontaler Lagerung der Sedimente und pyroklastischen Gesteine gegeben (s. Kap. 12.4). Während des Schieferungsprozesses wurde der Aufbau von größeren Differentialspannungen, welche für die Bildungen von Scherbrüchen oder "flat and ramp"-Strukturen im vorliegenden Krustenniveau notwendig sind, durch den äußerst effektiven Mechanismus des Kriechens durch Drucklösung verhindert (s. Kap. 9). Die hybride "Decollement-/LPS-thrust" wurde beim Übergang zu konjugierten kompressiven Scherbrüchen von einer "imbrication thrust" abgelöst (s. Abb. 12.2). Der Wechsel ging mit dem Übergang vom "high fluid pressure regime" zum "medium fluid pressure regime" einher (s. Kap. 9.1).

Von HUIQI et al. (1992) wurde eine Versuchsreihe zur Simulation von Überschiebungsgürteln unter Verwendung von kohäsionslosen isotropen und anisotropen Materialien durchgeführt. In ihren Versuchen konnten HUIQI et al. (1992) zeigen, wie sich die Scherfestigkeit im Abscherhorizont, die Mächtigkeit des "thrust sheets" und interne Anisotropien auf die Geometrie eines Überschiebungsgürtels auswirken (s. Abb. 12.3). Es folgt eine Aufzählung der wichtigsten Versuchsergebnisse:

- Hohe Scherfestigkeit im Abscherhorizont führt zur Bildung von vorlandvergenten Überschiebungen und nur rudimentär entwickelten Rücküberschiebungen.
- Geringe Scherfestigkeit im Abscherhorizont hat einen aufrechten Baustil mit "pop-up"-Strukturen zur Folge.
- Der Abstand zwischen Überschiebungen wird umso geringer, desto geringer die Mächtigkeit des "thrust sheets" und/oder je höher die Scherfestigkeit im Detachment ist.
- Im "thrust sheet" führt eine Steigerung der Anisotropie (horizontale Anisotropie) - die übrigen Parameter bleiben unverändert - zu einer Verschiebung des Baustils in Richtung aufrechter "pop-up"-Strukturen.

Im BT (und RBT) liegt weder unter den Bedingungen eines "high fluid pressure"-Regimes (Schieferungsprozesse mit begleitenden Extensionsbrüchen) noch unter den Bedingungen eines "medium fluid pressure"-Regimes (konjugiertes Schersystem, Westüberschiebungen, steilen Ost- und Westaufschiebungen) ein auf das Vorland gerichteter, vergentender Baustil vor. Bei der Übertragung des von HUIQI et al. (1992) beobachteten Einflusses der Scherfestigkeit im Detachment auf den Baustil im überlagernden "thrust sheet" sollte die Scherfestigkeit im Abscherhorizont des BT und RBT im wesentlichen unverändert gering geblieben sein. Das Detachment liegt zumindest im Bereich der unteren Grünschieferfazies - aus der Metamorphose der Millen-Schiefer lässt sich eine Mindesttiefe für das Detachment angeben (s. Kap. 8.2). Es wäre somit als eine duktile Scherzone anzusehen.



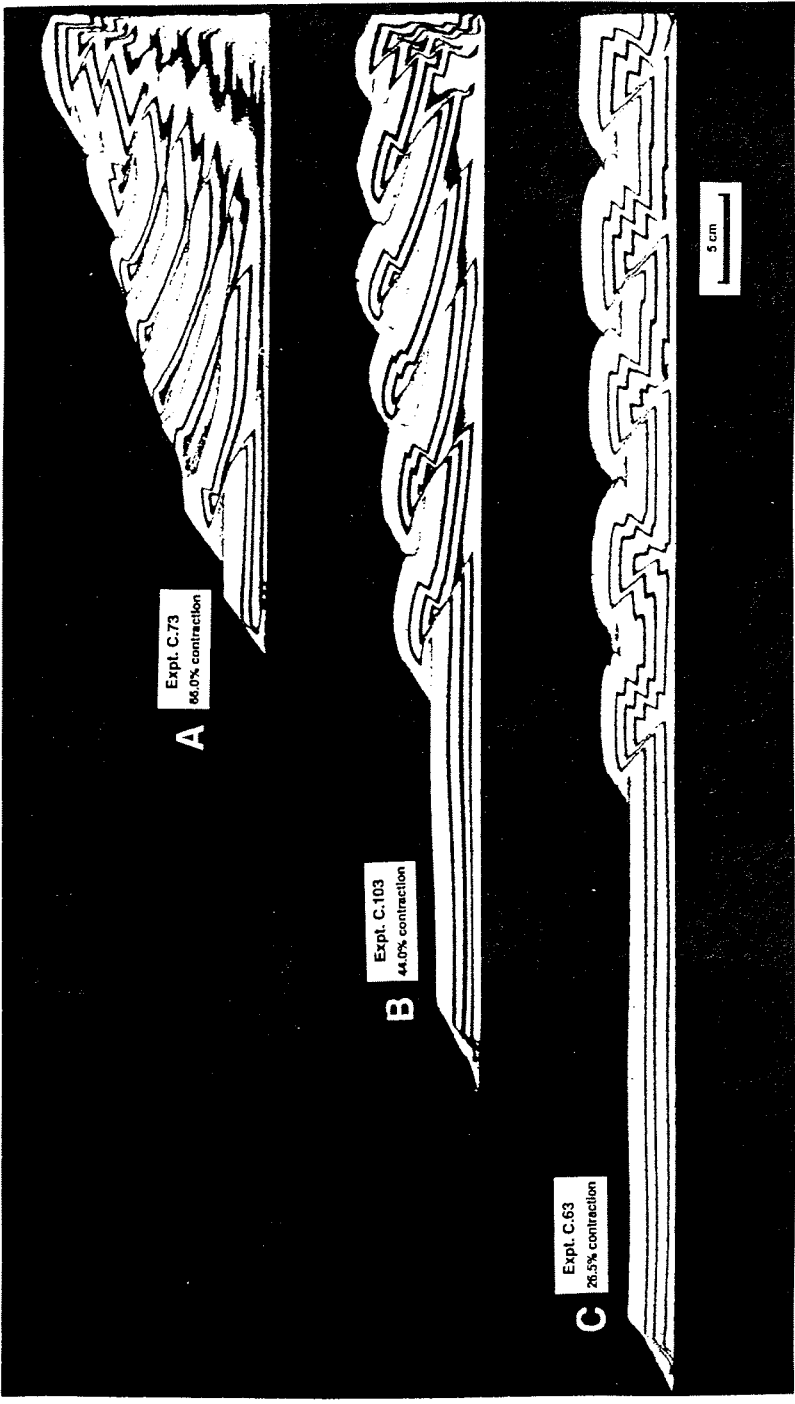


Abb. 12.3 Auszug aus den Versuchsergebnissen von Huiqi et al. (1992). Die Reduzierung der Scherfestigkeit im Abscherhorizont (A:  $\mu=0,55$ ; B:  $\mu=0,47$ ; C:  $\mu=0,37$ ) führt zu einem zunehmend schwächeren Baustil im Überschiebungskörper.

Die Scherfestigkeit der Kruste wurde im BT von den Fluiddrücken, den daraus abzuleitenden effektiven Spannungen und indirekt resultierenden Scherspannungen kontrolliert (s. Kap. 9 ff). Während in der "very low grade"-metamorphenen Kruste des BT und RBT die Mechanismen Kriechen durch Drucklösung und Kataklyse weitgehend unabhängig von Temperatur und Strainrate sind (vgl. RUTTER 1983, SCHMID 1983), ist der Fluiddruck für die Rheologie des zu fordernden duktilen Detachments von geringerer Bedeutung: Die Rolle des Umschließungsdruckes bei den vorwiegend thermisch aktivierten kristallplastischen Prozessen (duktiler Deformation) wird von PATERSON (1978) und SCHMID (1983) als gering eingestuft. Ein im BT weitgehend stabiler Temperaturgradient (s. Kap. 8.1.1) und unveränderte Temperaturen (s. Kap. 8.1.2) - lediglich eine auf Scherzonen begrenzte leichte Temperaturerhöhung konnte nachgewiesen werden (s. Kap. 8.1.2) - belegen (indirekt), daß die Voraussetzungen für eine unverändert niedrige Scherfestigkeit im duktilen Detachment gegeben waren.

Mit dem Absinken des Fluiddruckes hat sich die Scherfestigkeit im BT stark erhöht, während sie im Detachment (weitgehend) unverändert niedrig geblieben ist. Dies ist die wahrscheinliche Ursache für den aufrechten Baustil im BT und RBT, der sich in einer aufrechten Faltung mit subvertikalen  $S_1$ -Flächen, einem konjugierten kompressiven Schersystem und der "pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer dokumentiert.

Auch wenn das Modell von HUIQI et al. (1992) ein nur bruchhaftes Verhalten in einem Überschiebungsgürtel modelliert (bedingt übertragbar auf das konjugierte Schersystem ("pop-up"-Strukturen)), sollte es dennoch auch auf Faltung und Schieferung, unter den Bedingungen eines "high fluid pressure"-Regimes, anzuwenden sein. Eine Übertragung der beobachteten Strukturen in das Modell von LIU & DIXON (1990) scheint hingegen weniger möglich zu sein. Die Bildung von Duplex-Strukturen scheint infolge dominierender kristallplastischer Deformation im und über dem Detachment - Position der Millen-Schiefer zu Beginn der Deformation (s. Abb. 6.3) - und einem "high fluid pressure regime" in der "very low grade"-metamorphenen Kruste des BT wenig wahrscheinlich.

#### **12.1.2.1 Interpretation von Westüberschiebungen**

Eine Zugehörigkeit von Westüberschiebungen, steilen West- und Ostaufschiebungen zur Ross-Orogenese läßt sich nicht zweifelsfrei belegen. Altersrelationen zu den devonischen Admiralty-Intrusionen (Devon) und Altersdatierungen der Scherzonen liegen nicht vor. Gleiche Deformationsmechanismen (s. Kap. 7 ff), identische Mineralparagenesen (s. Kap. 8.1.1) und die stabile Lage des Paläospannungsfeldes (s. Kap. 5) sind jedoch Indizien für eine Zugehörigkeit der oben angeführten Scherzonen zur kambro-ordovizischen Ross-Orogenese.

Die konjugierten kompressiven Scherflächen zeigen eine Entwicklung von einer großen Anzahl von Scherzonen mit geringen Versatzbeträgen, zu einer geringeren Anzahl von Scherzonen mit größeren Versatzbeträgen. Die im Kapitel 4.6 ff beschriebenen Westüberschiebungen scheinen eine Fortsetzung dieser Entwicklung zu sein. Zugehörige, auf das Vorland gerichtete Überschiebungen sind vermutlich westlich des bearbeiteten Profils entwickelt. Es muß angemerkt

werden, daß ostaufschiebende Scherflächen des konjugierten Schersystems z.T. erhebliche Versatzweiten aufweisen und eventuell die konjugierte Schar zu den Westüberschiebungen darstellen (es wurde hier jedoch keine Schleppung der westaufschiebenden Schar der konjugierten Schersystems beobachtet, die dies eindeutig belegen würde). Ein massiertes Auftreten von Westüberschiebungen im westlichen Teil des steilgestellten Faltschenkels und ein geringeres Vorkommen in den östlich gelegenen Profiltteilen kann ein Hinweis darauf sein, daß die konjugierte ostaufschiebende Schar zu den Westüberschiebungen östlich des bearbeiteten Profils zu finden ist.

Eine Interpretation von Westüberschiebungen als Rücküberschiebungen zu einer auf das Vorland gerichteten Rampe ist aufgrund der obigen Diskussion eher unwahrscheinlich - es liegen keine horizontal gelagerten Anisotropien vor, die die Entstehung von "flat and ramp"-Strukturen begünstigt hätten.

### **12.1.2.2 Interpretation von steilen West- und Ostaufschiebungen**

Die steilen West- und Ostaufschiebungen können nicht zeitgleich entstanden sein - ein konjugiertes kompressives Scherflächensystem würde einen  $\theta$ -Winkel von mehr als  $70^\circ$  aufweisen (s. Abb. 4.6). Die oft beobachtete Parallelität dieser Scherzonen mit den Anisotropien von Materialwechsel und Schieferung ist auffällig (s. Kap 4.7.1). Die subvertikale Orientierung der Scherzonen (s. Abb. 4.37) läßt keine direkte Schlußfolgerung zu, ob diese in einem Kompressions- oder Krustendehnungs-Regime angelegt worden sind. Kriterien, die für eine Anlage der steilen Störung in einem kompressiven Regime sprechen sind, neben den gegenüber den vorausgegangenen Deformationen unveränderten Deformationsmechanismen und Mineralparagenesen und weiter herrschendem "dip-slip", die folgenden Punkte: a) Die vertikale Anisotropie der Schieferflächen ist in einer für die Bildung von konjugierten kontraktionalen Knickbändern (vgl. Abb. 4.18c) - Anlage bei Krustendehnung - prädestinierten Lage. Derartige Gefüge wurden jedoch nicht beobachtet. b) Ein massiertes Auftreten von steilen Scherzonen ist im östlichen Teil der Bowers-Supergruppe bei Reilly Rigde (westliche Lanterman Range, s. Abb. 2.2) zu beobachten. In diesem Bereich weist das BT mit circa 20 km die geringste Breite auf. Den geologischen Karten von WODZICKI & ROBERT (1987) und GANOVEX TEAM (1987) läßt sich entnehmen, daß in den nördlichen Bowers Mountains, wo die Breite des BT 30 km beträgt, keine derartige Häufung von steilen Störungen zu beobachten ist. Dies unterstützt einen möglichen kompressiven, krustenverkürzenden Charakter der steilen Störungen. Die Profilkonstellation entlang des unteren Carryer Gletschers erfordert zwischen steilgestellten und offen gefalteten Schichten des Carryer-Konglomerats eine Störungszone mit erheblichem Versatzbetrag (s. Abb. 4.1). Die geforderte Störung wird zwar im bearbeiteten Profil von einem Gletscher verdeckt, sie wurde jedoch von WODZICKI & ROBERT (1987) am Sledgers Gletscher als vertikale Störung kartiert (s. Abb. 2.2). Die Störung kann den oben gegebenen Argumenten zufolge als eine steile Westaufschiebung angesehen werden. Die steilen Westaufschiebungen im aufgenommenen Carryer Gletscherprofil wären als begleitende Strukturen zu interpretieren. Beide Profilabschnitte weisen eine Prehnit-Pumpellyit-fazielle Metamorphose auf, wobei für den steilstehenden Faltschenkel um die  $250^\circ\text{C}$

angenommen werden, für den offen gefalteten Bereich mindestens 220°C (s. Kap. 8.1.2). Mit Hilfe des in der Abb. 8.4 abgeschätzten geothermischen Gradienten (ca. 30°C/km) läßt sich ein Unterschied von max. 0.5 kbar bzw. ein vertikaler Versatzbetrag von ca. 1.5 km für diese steile, von einem Gletscher verdeckte Scherzone errechnen.

## **12.2 Advektiver Massentransport im BT - Fluidzufuhr über ein duktiles Detachment**

Im Kapitel 4.4 wurden bereits mögliche Ursachen für die Änderung im Verformungsverhalten der Kruste, das sich im Übergang von Schieferung mit begleitenden Extensionsbrüchen zu einem konjugierten Schersystem dokumentiert, andiskutiert. Das im Aufschluß, Handstück und Mikroskop beobachtete rheologische Verhalten der Kruste hat seine Ursache in einem variablen Fluiddruck, der über Abfuhr und/oder Zufuhr von fluiden Phasen in irgendeiner Form gesteuert worden ist.

Für fluide Phasen kommen in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe folgende Quellen in betracht: a) Prograde Mineralreaktionen, b) Fluide, die im Sediment und in pyroklastischen Gesteinen enthalten waren oder c) Fluide, die extern zugeführt worden sind. Erheblicher Volumenstrain in der überwiegenden Zahl der Gesteine erfordert hohe Fluidmengen, die durch primär im Gestein enthaltene Fluide nicht aufgebracht werden können: Um einen Volumenstrain von circa 10% zu erzeugen, muß eine Fluidmenge das Gestein durchstören, deren Volumen grob geschätzt zehnmal größer als das Volumen des Gesteins ist (u.a. ETHERIDGE et al. 1984). Wieviel Material in Lösung gehen kann, ist im Falle des Calcits von mehreren Faktoren abhängig (NaCl-Konzentration, CO<sub>2</sub>-Partialdruck, Temperatur) (ENGELDER 1984); lediglich letztere konnte mit den angewendeten Methoden bestimmt werden). Bei Regionalmetamorphose wird von RYE et al. (1976), RUMBLE et al. (1982) und CHAMBERLAIN & RUMBLE (1988) ein großräumiger advektiver Fluidtransport angenommen. FERRY (1978, 1980, 1983) fordert für metamorphe Mineralreaktionen sehr große Fluidmengen (Fluid/Gesteins-Verhältnisse von 1:1 bis 10:1). Bei einem Porenvolumen von einem Prozent wird von ETHERIDGE et al. (1984) ein hundert bis tausenfacher Austausch von Fluiden gefordert, um die während der Metamorphose ablaufenden Verformungsprozesse zu ermöglichen. Ein von ELLIOTT (1973), RUTTER (1976) und NICOLAS & POIRIER (1976) beschriebener diffusiver Massentransport, Diffusionskriechen (Lösungs-Fällungs-Kriechen) bei stehender "Porenlösung", scheint in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe von untergeordneter Bedeutung gewesen zu sein. Es ist vielmehr mit einem advektiven Massentransport zu rechnen (s.u).

Das Resultat eines wahrscheinlich advektiven Transports von druckgelöstem Material über mehrere cm läßt sich auch im Dünnschliff beobachten. In Tonschiefern und psammitischen Schiefen zeigen deformierte Calcitgänge (die Gänge wurden im frühen Faltungsstadium mineralisiert) in boudinierten Zonen Druckschattenmineralisationen mit vorwiegend Quarz. Der Quarz läßt sich nur aus dem Schiefer ableiten, in dem er druckgelöst worden ist. Die Ursache für eine Mineralisierung des im Tonschiefer druckgelösten Quarzes im

Druckschatten der Calcitboudins waren größere differentielle Spannungen in der kompetenten calcitführenden Lage (s. Kap. 9.2.1).

Geringe Korngrößen und ein ausgewogenes Verhältnis von immobilen Hellglimmern und mobilen Quarzen erfordern im Tonschiefer zur Erlangung einer vorgegebenen Strainrate einen geringen Scherstress als im monomineralischen und deshalb kompetenteren Calcitgang (s. Kap. 9.2.1).  $\sigma_3$  wies im Tonschiefer einen höheren Betrag als in der eingeschalteten Calcitlage auf (der Betrag von  $\sigma_1$  ist hingegen gleich (s. COBBOLD 1977, ROBIN 1979)). Für im Tonschiefer druckgelöstes Material ist das Druckgefälle zu boudinierten Zonen der Calcitlage größer als innerhalb des Schiefers von Drucklösungszonen in den Druckschatten von Klüften. Die Folge ist ein Materialtransport des druckgelösten Quarzes aus dem Schiefer in die boudinierten Bereiche der Calcitlage. Ein diffusiver Transport von druckgelöstem Material von inkompetenten zu kompetenten Gesteinen hin, angetrieben durch eine größere Differentialspannung in der kompetenten Lage, wird von ROBIN (1978) als "interlayer-diffusion" bezeichnet. Advektiver Massentransport bei geringen Permeabilitäten von  $10^{-20}$  m<sup>2</sup> ist bei Druckgradienten von 10 MPa über 1 m in wenigen Jahren möglich. Geologisch relevante Permeabilitäten liegen nach ETHERIDGE et al. (1984) zwischen  $10^{-18}$  m<sup>2</sup> und  $10^{-15}$  m<sup>2</sup>. Nach BRACE (1984) sind für Schiefer Permeabilitäten von  $10^{-17}$  bis  $10^{-20}$  m<sup>2</sup> anzunehmen. Für Migration/Diffusion sind bei gleichen Bedingungen laut RUTTER (1976) und ETHERIDGE et al. (1984) ca. 200 Jahre notwendig. Im Gegensatz zu ROBIN (1979) wird für die Verlagerung des druckgelösten Quarzes oder Calcites aus Zonen mit geringen differentiellen Spannungen (psammitischen Schiefer oder pyroklastischen Chlorit-schiefer) in Zonen mit höheren differentiellen Spannungen (Mineralisierung in boudinierten Bereichen oder auf Extensionsbrüchen von kompetenten Lagen) nicht "interlayer-diffusion", sondern "interlayer-advection" favorisiert (s. folgenden Text). Für Regionalmetamorphose wie auch für Kontaktmetamorphose beschreiben BICKLE & MCKENZIE (1987) und FERRY & DIPPLE (1991) einen Massentransport, der vorherrschend durch Advektion erfolgen soll. Der diffusive Anteil sei zu vernachlässigen.

Tonschiefer und psammitische Schiefer weisen im Profil entlang des unteren Carryer Gletschers einen erheblichen Volumenstrain auf (s. Abb. 4.12). AGUE (1991) verglich die Elementgehalte von regionalmetamorphen Peliten mit denen von unmetamorphen. Aus der Änderung der Elementverhältnisse (z.B. Si ist mobil und wird abgeführt, während Al immobil ist und sich relativ anreichert) errechnete AGUE (1991) die Volumenverluste. Die mit Hilfe der Strainanalysen berechneten Volumenverluste von 10 bis 20 Vol.-% für pyroklastische Schiefer und Tonschiefer liegen etwas höher als die Ergebnisse von AGUE (1991) für "very low grade"-metamorphe Pelite. Der erhebliche Volumenstrain in Tonschiefern (bis zu 20%) und die hiermit verglichen geringen Mengen von deponierten Material in den seltenen kompetenten Einschaltungen lassen darauf schließen, daß das druckgelöste Material größtenteils aus dem System abgeführt worden sein muß, d.h., daß ein großräumiger advektiver Massentransport stattgefunden haben muß.

Die Umlagerung von druckgelöstem Material aus inkompetenten in kompetente Lagen, angetrieben durch lokal unterschiedlich starke Differentialspannungen,

ist als ein advektiver metamorpher Trennungsprozeß zu verstehen. Durch den Prozeß der Umlagerung von leicht drucklöslichen Mineralen werden kompetente Lagen sukzessive reicher, inkompetente hingegen sukzessive ärmer an leicht löslichen Mineralen, d.h., daß sich die Kompetenz der Lagen verändert ("strain-hardening" und "strain-softening" bezüglich des Mechanismus Kriechen durch Drucklösung, vgl. Kap. 9.2.1).

Um den in der "very low grade"-metamorphen Kruste des BT herrschenden supralithostatischen Fluiddruck aufrechtzuerhalten, was für die Prozesse der Drucklösungsschieferung und zur Verhinderung von Scherbrüchen erforderlich ist, ist eine ständige Zufuhr von fluiden Phase nötig (s.o.). Die Ursache für den Wechsel im Verformungsverhalten der Kruste des BT wird in einer verminderten Zufuhr von Fluiden gesehen. Scherzonen bzw. Detachments stellen laut KERRICH et al. (1984), REYNOLDS & LISTER (1987), BURKHARD & KERRICH (1988) und CARTER et al. (1990) prädestinierte Transportwege für Fluide dar. In dem von mir vorgeschlagenen Akkretionsmodell für Nordvictorialand wird nach dem "Andocken" von RBT und BT an das WT von einem fortgesetzten Unterschub von ozeanischer (ehemalige Unterlagerung des BT) und teilweise von kontinentaler Kruste (ehemalige Unterlagerung des RBT) unter das WT sowie von ostgerichteten Vorlandüberschiebungen ausgegangen (s. Kap. 13). Ein derartiges Detachment kann die für den Schieferungsprozeß notwendigen Fluide liefern.

Die Robertson-Bay-Gruppe wurde vermutlich von einer (ausgedünnten ?) kontinentalen Kruste unterlagert (s.u. und Kap. 12.4). Die Annahme, daß das BT und das RBT vor der Kollision mit dem WT von ozeanischer Kruste unterlagert wurden, ergäbe für die Fluidzufuhr über das Detachment ein Temperaturproblem: Das Detachment unter dem BT und RBT würde in eine Subduktionszone übergehen. Eine Zufuhr von "heißen Fluiden", welche für die Prehnit-Pumpellyit-fazielle Metamorphose im BT nötig sind, kann über eine Subduktionszone nicht erfolgt sein. Der geothermische Gradient betrug im BT ca. 30°/km (s. Kap. 8). Die Zufuhr von kälteren Fluiden hätte im BT und RBT zu einer druckbetonten Metamorphose geführt. Ein Entzug von kontinentaler Kruste unter dem RBT und ein begrenzter Unterschub dieser unter das WT würde einerseits die Abscherbewegung unter dem BT und RBT aufrechterhalten, andererseits für die nötigen heißen Fluide sorgen. Die während der tektonischen Gefügeentwicklung stabilen P-T-Bedingungen (Prehnit-Pumpellyit-Fazies, s. Kap. 8 ff) zeigen, daß Faltung und Schieferung im BT und RBT erst einsetzen, als die ozeanische Kruste zwischen BT und WT (und unter dem BT) subduziert war (vgl. Kap. 12.4). Aus diesem Blickwinkel erscheint eine ehemalige Unterlagerung des RBT durch kontinentale Kruste als zwingend.

Der Unterschub von kontinentaler (WT) durch kontinentale Kruste ist infolge der geringen Dichte der unterschoben Kruste nur begrenzt möglich. Mit der allmählichen Einstellung des Unterschubs von kontinentaler Kruste unter das WT wird auch die über das Detachment zugeführte Fluidmenge reduziert. Die Folge ist, daß der Abfluß von Fluiden im BT und RBT nicht mehr vollständig durch neuzugeführte Fluide kompensiert werden kann. Das Ergebnis ist der Übergang vom "high fluid pressure regime" zum "medium fluid pressure regime" (s. Kap. 9.1).

Wie in den Kapiteln 7.4 und 8.1.2 bereits diskutiert, sind die Temperaturen in den Scherzonen um maximal 25°C höher gewesen als während des Schieferungsprozesses. Eine Temperaturerhöhung führt zu einer Steigerung kristallplastischer Deformation, verschiebt das Verhältnis zwischen den Anteilen von a) Kriechen durch Drucklösung und b) kristallplastischer(n) Deformation/Erholungsgefügen in Richtung letzterer. Wie im Kap. 7.4 ausgeführt, scheint die Temperatursteigerung im wesentlichen in einem advektiven Wärmetransport in Scherzonen begründet zu sein. Falls dennoch eine Temperatursteigerung stattgefunden hat, so ist sie sehr gering gewesen. Der Temperaturanstieg, auch wenn er 25°C betragen hätte, hätte nicht zu wesentlichen Änderungen im rheologischen Verhalten der "very low grade"-metamorphen Kruste geführt. Lediglich das Verhältnis von kristallplastischer Deformation und Kriechen durch Drucklösung wäre in die Richtung ersterer verschoben worden. So zeigen z.B. der westliche und östliche Profiltail die gleichen Deformationsmechanismen, obwohl diese noch während der Anlage der Westüberschiebung einen vertikalen Versatz von circa 1.5 km aufgewiesen haben (s. Kap. 4.1 und 12.2.2). Dies entspricht bei dem herrschenden Gradienten einer Temperaturdifferenz von ca. 30°C. Entscheidend für das rheologische Verhalten der Kruste war im BT (230 - 270°C) der Fluiddruck bzw. der effektive Umschließungsdruck.

Trotz Temperaturerhöhung wurde der Übergang vom "high fluid pressure-" zum "medium fluid pressure regime" vollzogen. In einem geschlossenen, durch diffusive Prozesse gekennzeichneten System wäre bei einer Temperaturerhöhung ein Übergang zum "dislocation climb"-Regime zu erwarten gewesen (s. Abb. 9.2). In einem offenen, durch advektiven Massentransport gekennzeichneten System hat der Übergang vom "high fluid pressure-" zum "medium fluid pressure"-Regime seine "äußere Ursache" in einer verminderten Zufuhr von fluiden Phasen über das Detachment.

### **12.3 Das B/RBT - ein in sich geschlossenes Terrane auf der Grundlage einer gemeinsamen struktureologischen Entwicklung**

In den plattentektonischen Modellen von BRADSHAW et al. (1985), GIBSON & WRIGHT (1985), KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a,b) wird die Leap-Year-Störung als Terranegrenze bzw. Suturezone zwischen dem RBT und dem BT angesehen. Es kann jedoch als sicher gelten, daß die Leap-Year-Störung, unabhängig ihrer Anlage als Kompressions- oder Krustendehnungsstruktur, jünger als die 1. Schieferung und Faltung im RBT und BT ist: FINDLAY (1987b) beschreibt in inkompetenten Tonschiefern der Robertson-Bay-Gruppe ein zur Schieferung gehörendes Streckungslinear, das "dip-slip" aufweist (senkrecht zum Streichen des RBT orientiert). Bei Pendeln der  $\delta$ -Lineare (Schnittkantenlinear von  $S_1$  und  $S_2$ ) bzw. der B1-Achsen soll das Streckungslinear stets "dip-slip" zeigen. FINDLAY (1987b) beschreibt auch jüngere konjugierte Aufschiebungen. Das Pendeln von Faltenachsen in der Schieferungsebene bei stets gleichbleibender Orientierung des Streckungslinears sowie konjugierte Aufschiebungen entsprechen den im BT beobachteten Gefügen entlang des unteren Carryer Gletschers (s. Abb. 4.2, 4.3, 5.2 bzw. 4.22 und 4.23). Daraus läßt sich für die Bowers-Supergruppe und Robertson-Bay-Gruppe ein gemeinsamer Deformationspfad ableiten. Während

der Faltung und Schieferung bauten das BT und RBT bereits einen geschlossenen Krustenblock auf. Die später gebildete Leap-Year-Störung kann somit nicht als Suture zwischen dem BT und RBT interpretiert werden.

GIBSON & WRIGHT (1985) sowie KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) postulieren zwischen dem BT und dem RBT einen Ozean, der durch westgerichtete Subduktion im BT verschluckt worden sein soll. GIBSON & WRIGHT (1985) weisen selbst auf die Schwachstelle ihres Modells hin: Weder eine Melange noch Hochdruckgesteine noch Ophiolithe wurden bislang entlang der Grenze zwischen RBT und BT gefunden, die ein solches Modell untermauern würden. FINDLAY (1987b) forderte ein drittes Terrane, das Millen Terrane (Millen-Schiefer), das zwischen BT und RBT lokalisiert sein soll. Erste Faltung und Schieferung in den Millen-Schiefern werden jedoch mit der Faltung und Schieferung im BT und RBT gleichgesetzt (JORDAN et al. 1984, FINDLAY 1987a, WRIGHT & DALLMEYER 1992, s. auch Kap. 6.1 und 2.3 (Altersdatierungen)). Lithologisch nehmen die Millen-Schiefer (metamorphe klastische Gesteine und untergeordnet Metavulkanite) zudem nach FINDLAY & FIELD (1983), BRADSHAW et al. (1985) und FINDLAY (1987a) eine eher vermittelnde Stellung zwischen den Gesteinen der Robertson-Bay-Gruppe und der Bowers-Supergruppe ein. Die Gesteine der Robertson-Bay-Gruppe enthalten schlecht sortierte und wenig gerundeten Klasten (vorherrschend polykristalline Quarzkörner und untergeordnet metasedimentäre, intrusive und metamorphe Fragmente (WRIGHT 1985)). Die klastischen Sedimente werden von WRIGHT (1981, 1985) und FINDLAY (1983) als distale Turbidite interpretiert. Nach WRIGHT (1985) sind sie aus einem recycelten Orogen abzuleiten. Eine Schüttung der Turbidite in ein Randmeer, das von ausgedünnter kontinentaler Kruste (?) unterlagert wurde und das zwischen dem aktiven Inselbogen des BT und einem ostwärtsgelegenen Kontinent (inaktiv gewordener Kontinentalrand) lokalisiert war, erscheint mir plausibel (s. Abb. 13.1a). Das RBT würde demzufolge einen mittelkambrischen oder älteren "back-arc"-Bereich, das BT den vorgelagerten ozeanischen Inselbogen repräsentieren. Während das BT von ozeanischer Kruste unterlagert wurde (Solidarity-Formation, s. WODZICKI & ROBERT (1987)), ist die Unterlagerung der Robertson-Bay-Gruppe spekulativ (ausgedünnte kontinentale Kruste?). Eine von WRIGHT & FINDLAY (1984) geforderte konkordante Unterlagerung der Bowers-Supergruppe durch die Robertson-Bay-Gruppe ist auszuschließen, weil die Robertson-Bay-Gruppe nach WRIGHT & BRODIE (1987) bei Handler Ridge (s. Abb. 1.1) ein oberkambrisch-tremadocisches Alter aufweist.

Aufgrund des gemeinsamen P-T-D-Pfades von Bowers-Supergruppe (BSG) und Robertson-Bay-Gruppe (RBG), des fließenden lithologischen Übergangs von BSG über Millen-Schiefer zur RBG sowie fehlenden Indikatoren für eine Suturezone zwischen den drei lithologischen Einheiten scheint mir ein Zusammenfassen von BT, Millen-Schiefern und RBT zu einem Terrane (B/RBT) plausibel. Dies steht im Widerspruch zu früheren plattentektonischen Modellen von BRADSHAW et al. (1985), GIBSON & WRIGHT (1985), KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1990), die das BT und RBT als ehemals eigenständige, von einem kambrischen Ozean separierte Terranes interpretieren (s.o.).



#### 12.4 Zur Frage des Deformationsbeginns im B/RBT - zur Problematik der Überschiebung am Cross Cut Peak

Das Kapitel befaßt sich mit dem Problem des verzögerten Deformationsbeginns im BT. Die Ablagerung der fluviatilen Leap-Year-Gruppe - Liefergebiet ist das WT - dokumentiert, daß Faltung und Schieferung in den Gesteinen der Bowers-Supergruppe, bezogen auf die eigentliche Akkretion zwischen BT und WT, zeitlich verzögert einsetzte (s. Abb. 12.4). Auch für eine Erklärung dieses Aspektes wird versucht, die Modellergebnisse von HUIQI et al. (1992) (s. Kap. 12.1, Abb. 12.3) heranzuziehen. Nach den Versuchsergebnissen von HUIQI et al. (1992) "gleitet" ein Überschiebungskörper ohne größere Interndeformation über einen Abscherhorizont, wenn

- a) die Scherfestigkeit im Detachment gering,
- b) die Scherfestigkeit im Überschiebungskörper hoch oder
- c) die Mächtigkeit des Überschiebungskörpers sehr groß ist.

Der Kontakt zwischen den Ablagerungen der Glasgow-/Molar-Formation und der ozeanischen Kruste (Solidarity-Formation) stellt einen Bereich mit einer sehr geringen Scherfestigkeit dar. Solange dem ozeanischen Inselbogen des BT die unterlagernde ozeanische Kruste noch nicht vollständig durch Subduktion im WT entzogen war, sollte der Überschiebungskörper ohne größere Interndeformation über das Detachment geglitten sein. Hierbei sollte die ozeanische Kruste unter den Ablagerungen des ozeanischen Inselbogens und auch der oben erwähnte Kontakt nicht durch Inselbogenmagmatismus beeinträchtigt worden sein (s. Abb. 13.1a): Die Sedimentschüttung der „fore arc“-Sedimente der Molar-Formation erfolgte nach WODZICKI & ROBERT (1987) nach Westen. Der zugehörige Inselbogenvulkanismus und -magmatismus müßte demzufolge östlich lokalisiert gewesen sein.

Punkt b) (s.o.) bietet ebenfalls eine plausible Erklärungsmöglichkeit für den verzögerten Faltungs- und Schieferungsbeginn im „thrust sheet“ des BT: Die Prehnit-Pumpellyit-fazielle Metamorphose im BT erfordert "heiße Fluide", die über eine Subduktionszone nicht zugeführt werden können. Erst mit dem Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT war dies möglich (s. Kap. 12.2). Anhand von  $S_0$ -parallelen Scherbrüchen, die im frühesten Faltungsstadium mineralisiert worden sind (s. Kap. 4.2.2), läßt sich belegen (s. Kap. 4.2.2), daß der Fluidruck zumindest in den Ablagerungen der Leap-Year-Gruppe im frühen Kompressionsstadium geringer als während des Schieferungsprozesses gewesen ist. Über die Subduktionszone scheinen nicht nur "kältere", sondern auch nicht genügend Fluide zugeführt worden zu sein, die eine Abfuhr von Fluiden mehr als zu kompensieren in der Lage waren, d.h. die Schaffung eines "high fluid pressure regimes" ermöglicht hätten (s. Kap. 9). Das Resultat ist eine höhere Scherfestigkeit im Überschiebungskörper gewesen, die eine starke Interndeformation in demselben im frühen Deformationsstadium verhinderte. Die könnte ebenfalls Ursache des verzögerten Faltungs- und Schieferungsprozesses im Überschiebungskörper des BT, eventuell in Kombination mit Punkt a) (s.o.), gewesen sein. Letzlich wurde dadurch die Ablagerung der Leap-Year-Gruppe auf undeformierten Gesteinen der Sledgers- und der Mariner-Gruppe ermöglicht.

Punkt c) (s.o.) läßt sich als eine mögliche Ursache für den verzögerten Verformungsbeginn im Überschiebungskörper des BT aus folgendem Grund ausschließen: Die Sedimentation der Leap-Year-Gruppe bedingt eine Verdickung des undeformierten „thrust sheets“. Nach HUIQI et al (1990) wäre demzufolge der Überschiebungskörper im frühen Verformungsstadium leichter als im späten Verformungsstadium zu deformieren gewesen.

Die Sedimentation der Leap-Year-Gruppe auf den Ablagerungen des seit mindestens 15 Ma inaktiven Inselbogens des BT (s. Kap. 11.4) setzte mit Akkretion des B/RBT an das WT ein. Das "thrust sheet" des BT erfuhr solange keine starke Interndeformation (keine Faltung und Schieferung, möglich sind jedoch Scherzonen), solange die unterlagernde ozeanische Kruste des BT noch nicht vollständig unter das WT subduziert war (Zeitpunkt der "Verschluckung" des Lanterman- und Husky-Konglomerats (s. Kap. 11.3)). Hinweis auf eine bruchhafte Deformation liefert das Kurven der B1-Achsen, das eine Verstellung bzw. Kippung der Schichten des Carrier-Konglomerats vor Faltungsbeginn widerspiegelt (s. Kap. 4.5.1). Erst mit dem Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT konnten dem "thrust sheet" "heiße" Fluide zugeführt werden, die für die temperaturbetonte Metamorphose im BT notwendig gewesen sind.

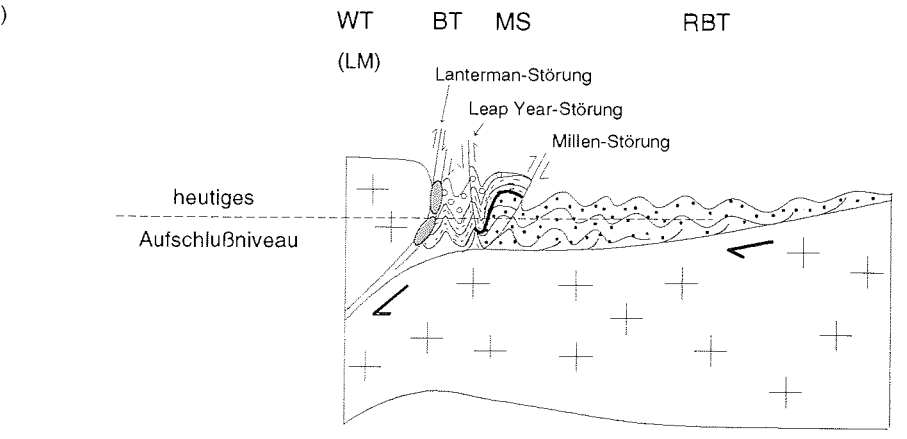
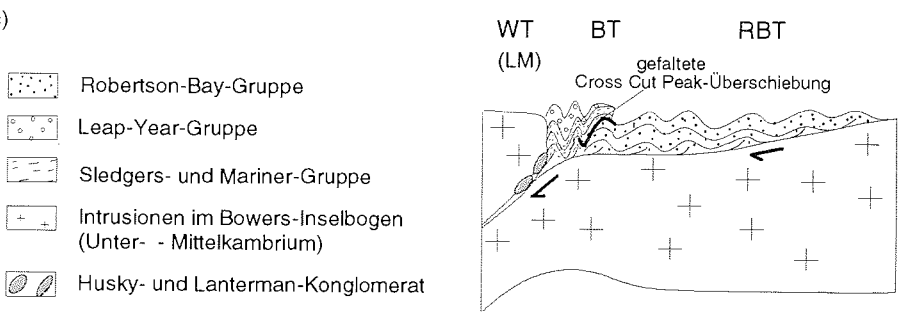
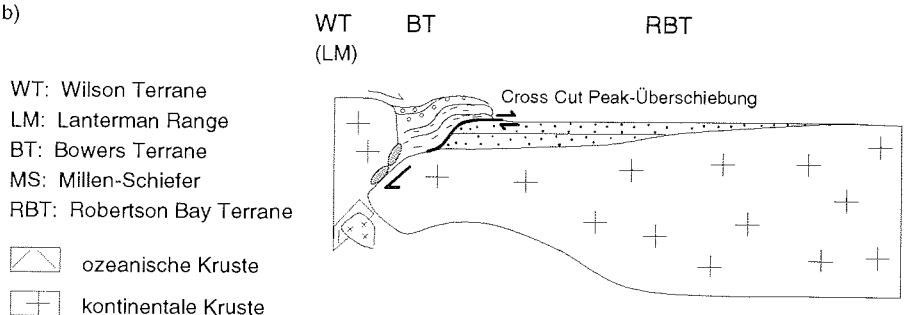
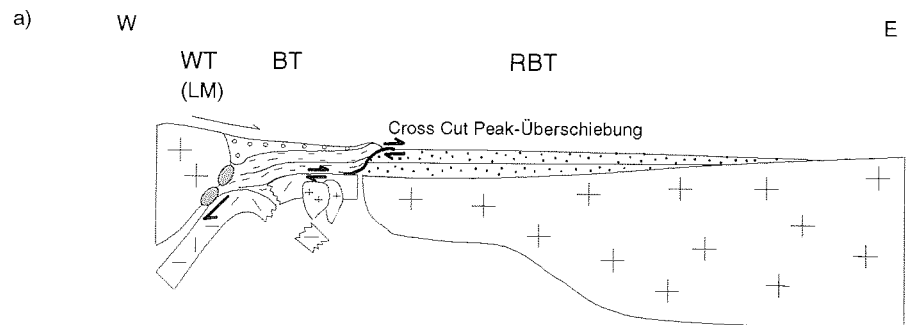
Abb. 12.4: Tektonische Entwicklung im B/RBT an der Wende Kambrium/Ordovizium und Unterem Ordovizium.

a) Geologische Situation beim "Andocken" des B/RBT an den aktiven Kontinentalrand des autochthonen WT (nach Ablagerung und Verschluckung des Lanterman- und Husky-Konglomerats, vgl. Abb. 13.1d).

b) Bei Subduktion der unterlagernden Kruste des inaktiven Inselbogens gleitet das "thrust sheet" des BT, ausgelöst durch eine relativ hohe Scherfestigkeit im "thrust sheet", ohne größere Interndeformation über das Detachment. Dies ermöglicht die Ablagerung der Leap-Year-Gruppe auf undeformierten Gesteinen der Sledgers- und Mariner-Gruppe. Vermutlich am Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste wurde die Bowers-Supergruppe über die Robertson-Bay-Gruppe geschoben (Cross Cut Peak-Überschiebung nach FINDLAY 1987a,b; 1992).

c) Mit Beginn des Unterschubs von kontinentaler unter kontinentale Kruste werden dem "thrust sheet" des B/RBT über das Detachment große Mengen "heiße" Fluide zugeführt. Unter den Bedingungen des "high fluid pressure regimes" werden die Ablagerungen der Bowers-Supergruppe und die der Robertson-Bay-Gruppe gefaltet und geschiefert. Die Cross Cut Peak-Überschiebung wird inaktiv und ebenfalls gefaltet.

d) In der Endphase der konvergenten Plattenbewegung bzw. aufgrund des sich allmählich verlangsamenen Unterschubs von kontinentaler Kruste unter das WT werden über das Detachment weniger Fluide zugeführt: Als Ergebnis stellt sich ein "medium fluid pressure regime" im Überschiebungskörper des B/RBT ein. Die Interndeformation im "thrust sheet" lokalisiert sich auf Scherzonen. Es kommt zur Bildung der "pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer. Das Modell verdeutlicht auch, weshalb die Leap-Year-Gruppe im heutigen Aufschlußniveau nur westlich der Leap-Year-Störung anzutreffen ist.



Um die ozeanische Kruste unterhalb des ehemals circa 60 km breiten Bowers Terrane zu entziehen (heutige Breite nach der Deformation beträgt zwischen 20 und 30 km), sind bei einer nur angenommenen Subduktionsrate von 2 cm/Jahr 3 Ma Jahre nötig (im Anschluß wird gezeigt, daß der Inselbogen vermutlich ursprünglich breiter gewesen ist). Diese Zeit erscheint als ausreichend, um die "Molasse-ähnliche", ca. 3000 m mächtige Leap-Year-Gruppe zu sedimentieren, bevor Faltung und Schieferung einsetzen (persönliche Auskunft von Prof. Dr. KOWALCZYK). Die Sedimentation der Leap-Year-Gruppe setzte sich vermutlich bei Faltung und Schieferung in einem heute jedoch erodierten Niveau fort (Diskordanzen in der Leap-Year-Gruppe ?).

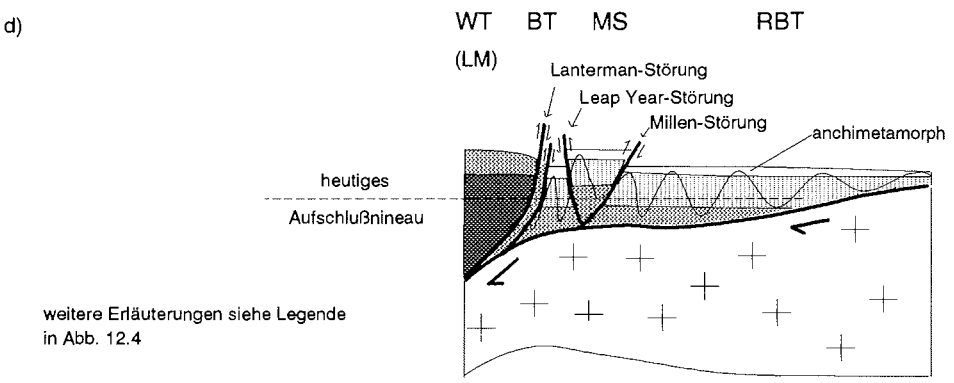
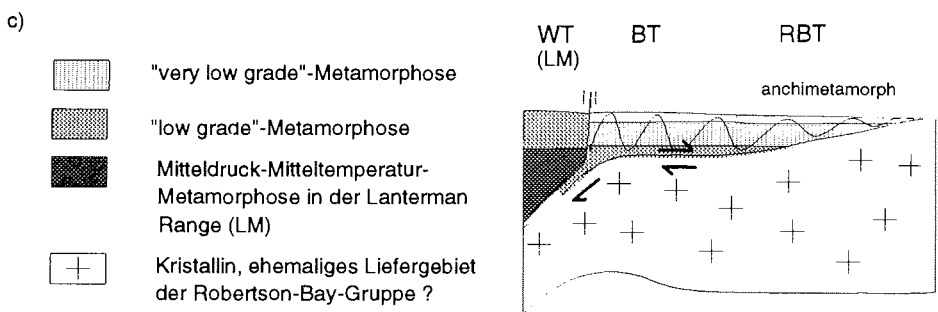
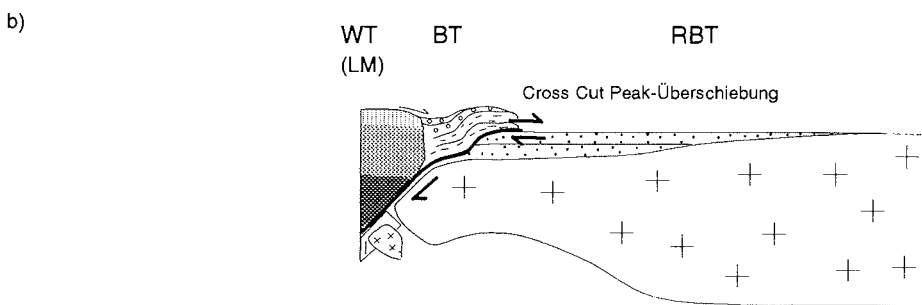
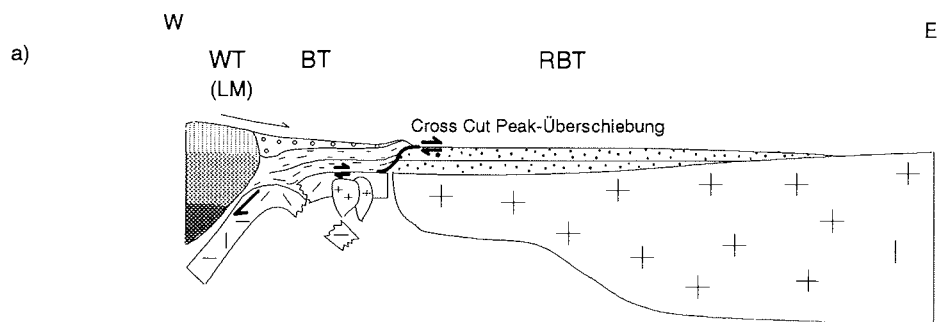
Eine Abscherbewegung ohne Interndeformation im BT erfordert, um die Abscherbewegung zu kompensieren, einen ostwärts des BT lokalisierten Überschiebungsbau. Denkbar ist eine Überschiebung von Sedimenten der Bowers-Supergruppe über Sedimente der Robertson-Bay-Gruppe. Diese Überschiebung sollte am Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste lokalisiert gewesen sein (s. Abb. 12.4a,b). Dieser hypothetische Aspekt wurde in die Arbeit nur aufgenommen, weil er eine Lösung in der Streitfrage der Richtung

Abb. 12.5: Tektono-metamorphe Entwicklung in Nordvictorialand während der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese (vgl. Abb. 12.4, s. Legende Abb. 12.4).

a) und b) Bei Akkretion des undeformierten B/RBT an das WT muß im WT ein "very low grade"-metamorphes Stockwerk angeschnitten gewesen sein. Dies zeigt das Geröll- und Klastenspektrum des Carrier-Konglomerats, das den Abtragungsschutt des WT darstellt. Bezüglich den P-T-Bedingungen kann im BT und RBT Anchimetamorphose als wahrscheinlich gelten.

c) Mit dem Unterschub von "leichter" kontinentaler Kruste kommt es im WT zu einem verstärkten Uplift. Das "very low grade"-metamorphe Stockwerk wird abgetragen. Eine Zufuhr von heißen Fluiden über das Detachment führt in der Bowers-Super- und Robertson-Bay-Gruppe zu einer "very low grade"-Metamorphose, in den Millen-Schiefern, die näher zum Abscherhorizont positioniert sind, zu einer "low grade"-Metamorphose.

d) Mit der allmählichen Einstellung des Unterschubs von kontinentaler Kruste unter das WT werden dem B/RBT-"thrust sheet" geringere Fluidmengen über das Detachment zugeführt, so daß im "thrust sheet" der Abfluß von Fluiden nicht mehr vollständig kompensiert werden kann. Die Folge ist die Ausbildung eines konjugierten kompressiven Schersystems. In diesem Stadium wird auch die Bildung der "pop-up"-Struktur der "low grade"-metamorphen Millen-Schiefer angenommen, die sich als "Keil" zwischen das BT und das RBT einschieben. Durch den gegenüber c) fortgesetzten Unterschub von kontinentaler Kruste wird das WT weiter herausgehoben und entlang der Lanterman-Störung auf die "low grade"-metamorphen Gesteine des Husky- und Lanterman-Konglomerats aufgeschoben. Letztere werden wiederum auf Gesteine der Bowers-Supergruppe aufgeschoben. Diese letzten Bewegungen sind sehr wahrscheinlich mit den steilen West- und Ostaufschiebungen im bearbeiteten Profil entlang des unteren Carrier Gletschers gleichzusetzen.



weitere Erläuterungen siehe Legende in Abb. 12.4

und des Alters des "thrustings" im Grenzbereich Millen-Schiefer und Robertson-Bay-Gruppe zwischen FINDLAY (1992) und WRIGHT & DALLMEYER (1992) bietet. WRIGHT & DALLMEYER (1992) nehmen die zweite Schieferung in den Millen-Schiefern und westgerichtetes "thrusting" entlang der Millen-Überschiebung als zeitgleich an. Nach FINDLAY (1987a,b, 1992) sollen auf Millen-Schiefer überschobene Gesteine der Bowers-Supergruppe am Cross Cut Peak (Lokalität s. Abb. 1.1) eine frühe Überschiebungsphase repräsentieren (die Richtung des tektonischen Transports bleibt nach FINDLAY (1992) offen). Gemäß FINDLAY (1987a, 1992) soll die Überschiebung selbst gefaltet worden sein. Nur mit der Millen-Überschiebung läßt sich eine Überschiebung von Gesteinen der Bowers-Supergruppe über die Millen-Schiefer nach dem Vorschlag von WRIGHT & DALLMEYER (1992) nicht erklären. Folgende Interpretation bietet sich an: Wie oben erwähnt, ist die erste Phase der Abscherbewegung ohne größere Interndeformation des BT vollzogen worden. Zur Kompensation der Abscherbewegung wurde das BT über die zu diesem Zeitpunkt unmetamorphen Millen-Schiefer geschoben, die vermutlich an der Nahtstelle zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste positioniert waren (s. Abb. 12.4). Unter den Bedingungen des "high fluid pressure regimes" wurde daraufhin die Überschiebung am Cross Cut Peak gemeinsam mit den Ablagerungen des BT, RBT und den Millen-Schiefern gefaltet und geschiefert (s. Abb. 12.4c). Die spätere "pop-up"-Bewegung der Millen-Schiefer (s. Abb. 12.4d) - auf das Vorland gerichtete Millen-Überschiebung und steile Rücküberschiebung (Leap-Year-Störung) - und spätere Erosion bringt die "frühe" Überschiebung von Gesteinen der Bowers-Supergruppe über die Millen-Schiefer (letztere sind quasi höher metamorphe Gesteine der Robertson-Bay-Gruppe) wieder an die Oberfläche (s. Abb. 12.4d). WRIGHT & DALLMEYER (1992) sehen die gesamte Überschiebungstektonik im Grenzbereich BT, Millen-Schiefer und RBT jünger als Faltung und 1. Schieferung an. Die Überschiebung soll ein Ross-Orogenes Alter aufweisen. Nach FINDLAY (1992, 1987a) soll die Überschiebung am Cross Cut Peak und die gleichzeitig oder danach einsetzende Faltung und Schieferung der Ross-Orogenese zugeordnet werden. Die zweite Schieferung in den Millen-Schiefern, die Millen-Überschiebung und Faltung der Leap-Year-Gruppe sollen hingegen ein silurisch-devonisches Ereignis widerspiegeln. Nach meinem Vorschlag sollte die Überschiebung am Cross Cut Peak, Faltung und Schieferung derselben und die "pop-up"-Bewegung der Millen-Schiefer ausnahmslos der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese zugerechnet werden.

Ein weiteres Detail, das sich durch eine frühe Überschiebung der Bowers-Supergruppe auf die Robertson-Bay-Gruppe erklären ließe, ist das auf das BT beschränkte Vorkommen der Leap-Year-Gruppe (s. Abb. 2.2). Infolge der Überschiebung wurden Teile der Bowers-Supergruppe über die Robertson-Bay-Gruppe geschoben. Es war vermutlich der Teil, auf dem die Leap-Year-Gruppe nach Osten ausgekeilt ist (s. Abb. 12.4a,b). Die Überschiebung bietet auch eine mögliche Erklärung für die geringe Breite des Inselbogens des BT. Nach Glätten der Falten ergibt sich für den Inselbogen eine geschätzte maximale Breite von nur 60 km. Für eine eindeutige Klärung der Zugehörigkeit der Scherzone am Cross Cut Peak zur Ross-Orogenese, wie das in der Abb. 12.4b angenommen wird, können erst strukturgeologische Untersuchungen (Bestimmung des Schersinns, der Deformationstemperaturen, der Alterrelation zur 1. Schieferung) Aufschluß geben.

## 12.5 Zur Frage eines Deckenbaus im B/RBT

KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) und KLEINSCHMIDT (1990b) fordern für Nordvictorialand großräumige Deckenüberschiebungen. Zum einen soll das WT über das BT (und RBT) und das BT über das RBT geschoben worden sein. Der insgesamt aufrechte Baustil im B/RBT und eine maximale Überlagerung von 7 km (Prehnit-Pumpellyit-Fazies, s. Kap. 8.1.1) über dem heutigen Aufschlußniveau lassen einen Deckentransport von WT über das BT als unwahrscheinlich erscheinen. Eine Überschiebung der Bowers-Supergruppe über die turbiditischen Gesteine der Robertson-Bay-Gruppe ist hingegen wahrscheinlich. Es handelt sich jedoch um eine frühe Überschiebung, die wirksam war, als das BT noch von ozeanischer Kruste unterlagert worden ist (s. Abb. 12.4b). Während der Faltung und Schieferung bildeten BT, Millen-Schiefer und RBT ein mehr oder weniger einheitliches "thrust sheet". Der Spannungsabbau mittels Kriechen durch Drucklösung war im B/RBT so effektiv, daß es nicht zum Aufbau größerer Scherspannungen kam, die für die Bildung von Scherzonen in der "very low grade"-metamorphen Oberkruste notwendig gewesen wären (s. Kap. 9). Die Abscherbewegung konzentrierte sich auf das das B/RBT anzunehmende unterlagernde duktile Detachment. Auch mit Absinken des Fluiddruckes im B/RBT entwickelten sich nicht- oder nur schwach vergente Strukturen ("pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer, konjugierte kompressive Scherflächen), die nicht auf große Deckenüberschiebungen schließen lassen (nur lokale Überschiebung der Millen-Schiefer über das RBT (keine Decke). Die von KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) und KLEINSCHMIDT (1992b) geforderte Deckenüberschiebung von Teilen des WT über das BT stellen steile Aufschiebungen dar, entlang denen das WT auf die grünschieferfaziellen Gesteine des Husky- und Lanterman-Konglomerats und diese wiederum auf das BT aufgeschoben worden sind (s. Abb. 12.4d oder 12.5d). Es handelt sich hierbei um die jüngsten zur Ross-Orogenese gehörenden Bewegungen.

## 12.6 Fazit

Die Bowers-Supergruppe (BSG), die Millen-Schiefer und die Robertson-Bay-Gruppe (RBG) bauen einen ca. 480 Ma alten Vorlandfaltenüberschiebungsgürtel auf (s. Kap. 13.1). Im P-T-D-Pfad des B/RBT-"thrust sheets" spiegelt sich eine dreigeteilte Entwicklung wider. Deren Ursache ist im Ansteigen und Absinken des Fluiddruckes begründet. Nach Andocken des B/RBT an den aktiven Plattenrand des WT bildete sich ein Detachment, entlang welchem zunächst die ozeanische Kruste unter dem BT durch westgerichtete Subduktion im WT "entzogen" wurde.

In der ersten Phase ist die Scherfestigkeit im BT, infolge einer nicht so hohen Fluidzufuhr über das Detachment und die Subduktionszone, relativ hoch (s. Kap. 12.4). Interne Deformation erfolgt durch Bewegung entlang von Scherzonen ("fold-bend-folding" (JAMISON 1987, 1993) bzw. "imbrication thrust" (GEISER 1988) (s. Abb. 12.2)). Die Überschiebung am Cross Cut Peak ist vermutlich ein Relikt dieser frühen Deformationsphase im B/RBT (s. Abb. 12.4). Das "thrust sheet" über dem Detachment ist zweigeteilt (BT, RBT).

In einer zweiten Phase wird die Resistenz der Kruste gegen Deformation durch supralithostatische Fluiddrucke - die Zufuhr von "heißen" Fluiden erfolgte über das Detachment (jetzt Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT) - reduziert. Die Interdeformation des "thrust sheets" erfolgt durch Faltung und Schieferung. Der effektive S<sub>v</sub>-flächenbildende Mechanismus des Kriechens durch Drucklösung, der von einem Anteil kristallplastischer Deformation und superplastischer Verformung begleitet worden ist (s. Kap. 7 ff), verhinderte den Aufbau größerer differentieller Spannungen, wodurch seismische Bewegung und die Bildung von Scherbrüchen unterblieben ("high fluid pressure regime", s. Kap. 9.1)). Die Folge war die Bildung eines einheitlichen "thrust sheets" (B/RBT) über dem zu fordernden duktilen Detachment.

Mit der allmählichen Einstellung des Unterschubs von kontinentaler Kruste unter das autochthone Wilson Terrane wurde auch die Fluidzufuhr über den Abscherhorizont reduziert (s. Kap. 12.2). Die Folge war gewesen, daß das "Abfließen" von Fluiden im Überschiebungskörper nicht mehr vollständig durch einen Zustrom von Fluiden über das Detachment kompensiert werden konnte (s. Kap. 12.2). Im Überschiebungskörper des B/RBT sackte der Fluiddruck ab, was einen Anstieg der Scherfestigkeit in diesem bedingte (s. Kap. 9.1). Mit dem Übergang vom "high fluid pressure regime" zum "medium fluid pressure regime" verlagerte sich die Verformung im Überschiebungskörper von Faltung und Schieferung auf Bewegungen entlang von Scherzonen (konjugierte Scherflächen, Westüberschiebungen, steile West- und Ostaufschiebungen, "pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer) (s. Kap. 12.1 bis 12.1.2.2). Zu den Verformungsmechanismen Kriechen durch Drucklösung, Kristallplastizität und superplastische Verformung (syn-S1) kamen unter den Bedingungen des "medium fluid pressure"-Regimes seismische und aseismische kataklastische Mechanismen hinzu (s. Kap. 7.2 ff und 9.1). In der letzten Phase ist das "thrust sheet" über dem duktilen Detachment dreigeteilt (BT, Millen-Schiefer, RBT (s. Abb. 12.4d und 12.5d).



### 13 Akkretionsmechanismus in Nordvictorialand (Diskussion)

Es folgen zunächst kritische Anmerkungen zu älteren plattentektonischen Modellen für Nordvictorialand.

Für eine Akkretion des Bowers Terrane an das Wilson Terrane durch "strike-slip"-Bewegungen (BRADSHAW et al. 1985, WEAVER et al. 1984, WODZICKI & ROBERT 1987) gibt es keine strukturgeologischen Argumente: Faltung und Schieferung, konjugiertes kompressives Schersystem sowie jüngere Scherzonen zeugen von einem frontalen "Anschweißen" des BT an das WT (s. Kap. 5).

GIBSON & WRIGHT (1985) favorisieren ein plattentektonisches Modell mit westgerichteter Subduktion im BT. GIBSON & WRIGHT (1985) postulieren für ihr Modell eine prä-Leap-Year Deformationsphase in der Sledgers- und Mariner-Gruppe. Diese Annahme ist jedoch nicht korrekt (s. Kap. 4 ff). Die Hauptsuturzone ist in dem plattentektonischen Modell von GIBSON & WRIGHT (1985) zwischen dem RBT und BT gelegen. Wie in Kap. 12.3 ausgeführt, gibt es jedoch keine lithofaziellen Hinweise (Ophiolite oder Hockdruckgesteine), die dies belegen würden.

KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) favorisieren westgerichtete Subduktion im Wilson und Bowers Terrane. Wie auch im Modell von GIBSON & WRIGHT (1985) fehlen Hinweise auf einen kambrischen oder älteren Ozean zwischen dem BT und dem RBT. Die Vorstellung, daß einem aktiven Kontinentalrand (WT) ein aktiver Inselbogen vorgelagert ist (BT), ist zumindest ungewöhnlich. Wie auch GIBSON & WRIGHT (1985) sehen KLEINSCHMIDT & TESSENSOHN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) die Leap-Year-Störung als eine "thrust" an. An dieser sei die Bowers-Super-Gruppe über die Robertson-Bay-Gruppe geschoben worden. Die Leap-Year-Störung ist jedoch eine steile Rücküberschiebung, die Teil der "pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer ist (s. Kap. 6.1 und 11.7). Für eine große Deckenüberschiebung von WT über BT, wie von KLEINSCHMIDT et al. (1991) und KLEINSCHMIDT & (1992b) vermutet, gibt es keine strukturgeologischen Argumente (s. Kap. 12.5).

FINDLAY (1987a) nimmt für Nordvictorialand eine ostfallende Subduktion im BT an. Erst unmittelbar vor der Akkretion des B/RBT an das WT soll sich laut FINDLAY (1987a) die Subduktionsrichtung geändert haben (Crosscut event, s. FINDLAY 1987a). In dieser Phase sei das WT zum aktiven Kontinentalrand geworden. Die Tatsache, daß der Inselbogen bereits im jüngsten Mittelkambrium inaktiv wurde (s. Kap. 11.4) und die Deformation im B/RBT erst an der Wende Kambrium/Ordovizium einsetzte, ist mit diesem Modell nicht konsistent. Die Zeitspanne von 510 bis 540 Ma für die Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose in der Lanterman Range (BRADSHAW 1987) widerspricht ebenfalls der Annahme FINDLAY 's (1987a), daß das WT erst zum Ende der Ross-Orogenese zum aktiven Kontinentalrand geworden ist.

BORG & STUMP (1987) fordern für WT und B/RBT getrennte P-T-D-Pfade. Faltung und Schieferung im B/RBT und Vergneisung und Granitintrusionen (GHI)

im WT sollen zwei voneinander unabhängige kambro-ordovizische Events repräsentieren. Das WT und B/RBT sollen im Altpaläozoikum durch eine Ozean getrennt gewesen sein. Die Terraneakkretion des bereits deformierten B/RBT an das WT soll laut BORG & STUMP (1987) nach der Intrusion der devonischen Admiralty-Granite und vor Ablagerung der jurassischen Beacon-Gruppe stattgefunden haben. Die Tatsache, daß die ordovizische Leap-Year-Gruppe, die die gesamte Deformation und Metamorphose der Bowers-Supergruppe erfahren hat, den Abtragungsschutt des WT aufgenommen hat, schließt eine devonische oder spätere Akkretion der Terranes eindeutig aus. Deformation und Metamorphose im B/RBT sind unmittelbarer Ausdruck des frontalen "Anschweißens" von B/RBT an den aktiven Kontinentalrand des WT im jüngsten Kambrium oder ältestem Ordovizium. Eine separate geologische Entwicklung von B/RBT und WT ist lediglich während der aktiven Phase des Inselbogens des BT im Unterkambrium und Mittelkambrium sowie mit großer Wahrscheinlichkeit während der Sedimentation der Mariner-Gruppe (bis ins jüngste Oberkambrium) anzunehmen (s. Abb. 13a,b).

BORG & STUMP (1987) und BORG (1987) ermittelten anhand des Sr/Nd-Verhältnisses der Granite Harbour Intrusiva im WT und des der Admiralty-Granite im B/RBT die Krustenmächtigkeit während den Intrusionsphasen. Den Ergebnissen zur Folge nimmt die Krustenmächtigkeit im B/RBT von W nach E zu, im WT hingegen von E nach W. BORG & STUMP (1987) sehen hier ein Argument die plattentektonischen Modelle von GIBSON & WRIGHT (1985), WEAVER et al. (1984), KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) zu widerlegen. Alle diese Modelle hätten aufgrund einer westgerichteten Subduktionszone im BT einen Anstieg der Krustenmächtigkeit in diesem von E nach W zur Folge. Das von mir vorgeschlagene Akkretionsmodell (s.u., nur westgerichtete Subduktion im WT und ostgerichtete Vorlandüberschiebungen) würden Krustenmächtigkeiten bedingen, wie sie von BORG & STUMP (1987) und BORG (1987) ermittelt wurden (s. Abb. 13.1). Kritisch muß angemerkt werden, daß das Sr/Nd-Verhältnis der Admiralty-Granite im B/RBT die Krustenmächtigkeit zu devonischer Zeit und nicht während der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese widerspiegelt.

Die kambro-ordovizische Ross-Orogenese in Nordvictorialand wird in einem plattentektonischen Modell in folgende Teilphasen gegliedert:.

### **Phase 1.a Subduktion im BT und WT (Unterkambrium - Mittelkambrium)**

Das B/RBT und WT sind im Unterkambrium und im Mittelkambrium durch einen Ozean unbekannter Breite getrennt. Der ozeanische Inselbogen des BT weist eine ostgerichtete Subduktionszone auf. Ob der paläopazifische Kontinentalrand der Antarktis, das WT, zu dieser Zeit bereits aktiv gewesen ist, ist nicht sicher. Altersdatierungen, die auf eine frühe kambrische Subduktion hinweisen, liegen bei 600 Ma (s. Kap. 2.3.2). Die ostfallende Subduktionszone im BT kann nicht der Ross-Orogenese zugeordnet werden, weil sie nicht am paläopazifischen Plattenrand der Antarktis lokalisiert ist (s. Abb. 13.1a).

### **Phase 1.b Subduktion im WT, Beendigung des Vulkanismus im BT (jüngstes Mittelkambrium - Oberkambrium)**

Der Nachweis eines MP/MT- und eines HT/LP-Gürtels (GREW et al. 1984) (s. Abb. 1.2), die Verteilung von I- und S-Typ-Graniten (WYBORN 1981, 1983, BORG et al. 1984) (s. Abb. 1.1), sowie das konjugierte Überschiebungssystem mit Exiles- und Wilson Thrust (FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT 1991a,b) (s. Abb. 1.1) zeigen, daß das Wilson Terrane ein aktiver Kontinentalrand gewesen ist. Ob das konjugierte Überschiebungssystem mit Exiles- und Wilson Thrust bereits vor dem Andocken des B/RBT an das WT aktiv gewesen ist, läßt sich nicht sagen (s. Abb. 13.1d und e). Für die Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose in der Lanterman Range wird von BRADSHAW (1987) ein Alter zwischen 510 und 540 Ma angegeben. Intrusionsalter der Granite Harbour Intrusiva und Alter der Wilson Gneise liegen zwischen 470 und 500 Ma (s. Kap 2.3.2). Das WT war mehrere 10<sup>7</sup>er Ma lang ein aktiver Kontinentalrand (s. Abb. 13.1). Der Inselbogen des BT wurde spätestens im jüngsten Mittelkambrium inaktiv, was durch Fossilfunde in den jüngeren Mariner-Gruppe belegt wird (COOPER et al. 1982, 1990, LAIRD et al. 1982).

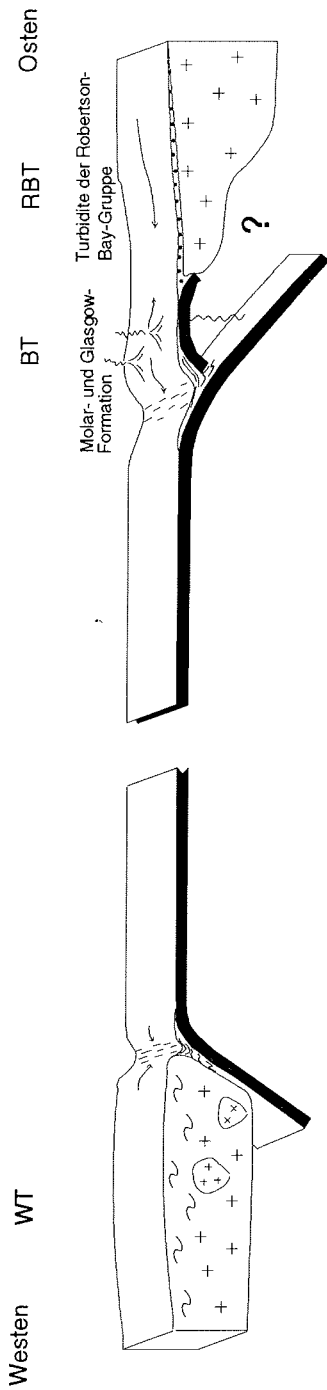
### **Phase 2.a Akkretionphase (jüngstes Oberkambrium - ältestes Ordovizium)**

Die Inselbogen(BT)-Kontinent(WT)-Kollision findet ihren sedimentologischen Niederschlag im Husky- und Lanterman-Konglomerat. Durch Bruchtektonik/Hebung, die durch die Kollision bedingt sind, werden Gesteine des inaktiven Inselbogens abgetragen und als Brekzien und Konglomerate (Husky-Konglomerat) neben grobklastischem Abtragungsschutt (Lanterman Konglomerat) des aktiven Kontinentalrandes (WT) sedimentiert (s. Abb. 13.1c). Die Konglomerate und Brekzien bilden die sedimentologische Suture zwischen dem WT und dem B/RBT (s. Kap. 11.3). Abgelöst werden die beiden Konglomerate von fluviatilen Schüttungen (Leap-Year-Gruppe) aus Richtung des WT, die auf den Gesteinen der Sledgers- und Mariner-Gruppe abgelagert wurden. Das Klastenspektrum des Carryer-Konglomerats zeigt, daß zum Zeitpunkt der Akkretion im WT ein schwach metamorphes Krustenstockwerk angeschnitten war (s. Abb 12.5).

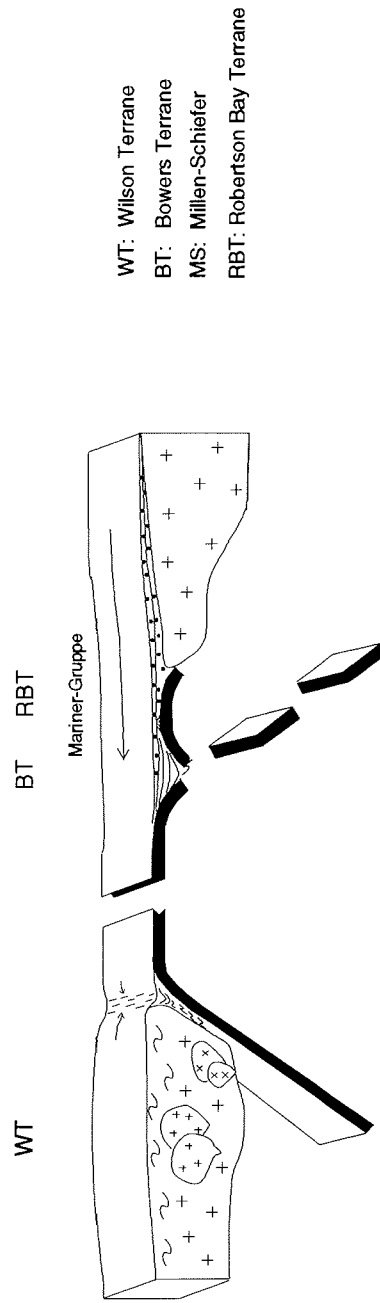
### **Phase 2.b Zusammenschweißen von B/RBT und WT - Entwicklung eines Detachments unter dem B/RBT (Unterordovizium)**

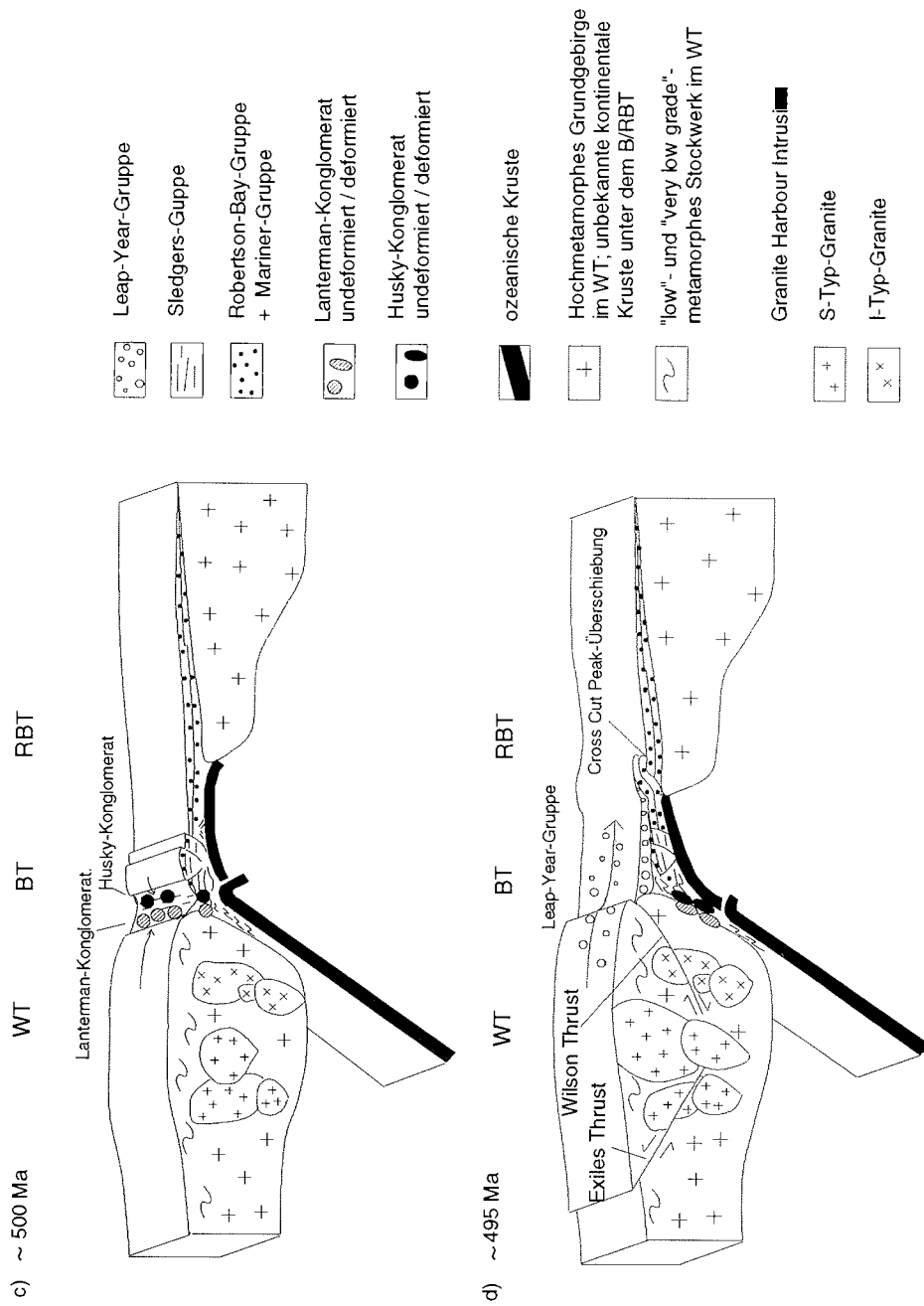
Der inaktive ozeanische Inselbogen sinkt ab und nimmt den Abtragungsschutt des WT auf (Leap-Year-Gruppe). Gleichzeitig wird die das BT unterlagernde ozeanische Kruste unter das WT subduziert, und unter den undeformierten Ablagerungen der Bowers-Supergruppe entwickelt sich ein Detachment. Eine geringe Scherfestigkeit im Kontakt von ozeanischer Kruste und Molar-/Glasgow-Formation und eine relativ hohe Scherfestigkeit im "thrust sheet" selbst bewirken, daß das "thrust sheet" der Bowers-Supergruppe bei der Abscherbewegung keine größere Interdeformation erfährt (s. Kap. 12.4). Vermutlich am Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste wurde die Bowers-Supergruppe über die Robertson-Bay-Gruppe geschoben (s. Abb. 12.4).

a) ~ 530 Ma



b) ~ 510 Ma





e) ~ 480 Ma

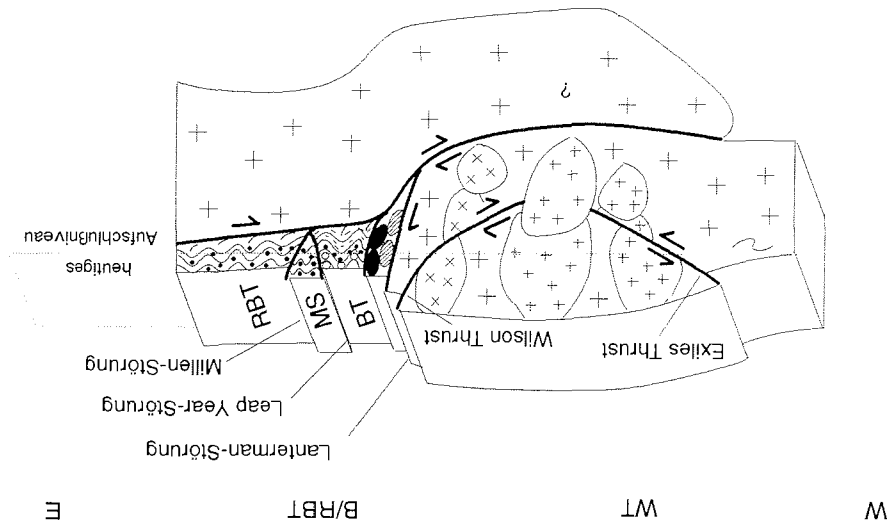


Abb. 13.1: Plattentektonisches Modell für die kamro-ordovizische Ross-Orogenese bzw. Terreneakkretion in Nordvictorland

a) Unterkambrium - jungstes Mittelkambrium: Das RBT bildete vermutlich ein "back arc basin" zum Inselbogen des BT. Das WT ist vermutlich bereits ein aktiver Kontinentalrand.

b) Jungstes Mittelkambrium - jungstes Oberkambrium: Während der Inselbogen des BT inaktiv wird, was durch die Lithologie der Mariner-Gruppe dokumentiert wird, wird die Breite des Ozeans zwischen WT und B/RBT durch Subduktion im WT reduziert.

c) Jungstes Oberkambrium: Mit Schließung des Ozeans zwischen WT und B/RBT kommt es BT werden zusammen mit Konglomeraten und Psammiten (Abtragungsprodukte des WT) als Husky- und Lanterman-Konglomerat an der sedimentologischen Suture zwischen BT und WT sedimentiert.

d) Wende Kambrium/Ordovizium: Sedimentschüttungen aus dem WT kommen auf dem inaktiven Inselbogen des BT als Leap-Year-Gruppe zur Ablagerung. Gleichzeitig wird die das BT unterlagernde ozeanische Kruste unter das WT subduziert. Die anfänglich geringe Interdeformation im Überschiebungskörper des B/RBT macht eine Sedimentation der Leap-Year-Gruppe auf weitgehend undformierten Sedimenten und pyroklastischen Gesteinen der Sledgers-Gruppe und der Mariner-Gruppe möglich. In dieser Phase ist auch die "Verschlückung" des Husky- und des Lanterman-Konglomerats anzunehmen.

e) Unterordovizium: Mit dem Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT wird das B/RBT als Vorlandflächenüberschiebungsgürtel unter den Bedingungen eines "high fluid pressure regimes" durch Fallung und Schieferung, und anschließend bei absinkenden Fluiddrücken ("medium fluid pressure regime") durch Bewegung entlang von Scherzonen ("pop-up"-Struktur der Millen-Schiefer) deformiert. Bezüglich Details zwischen d) und e) sei auf die Abb. 12.4 verwiesen.

Nach dem Entzug der ozeanischen Kruste unter dem BT kommt es zur Kollision von kontinentaler Kruste mit dem WT. Im "thrust sheet" des B/RBT setzte ein supralithostatischer Fluiddruck die Resistenz gegen Deformation stark herab und führte zu starker Interdeformation durch Faltung und insbesondere Schieferung (s. Kap. 10, 9 ff, 12.1.1 und 12.4). Der inaktive Kontinentalrand (unterlagernde kontinentale Kruste unter dem RBT) unterschiebt das WT. Über das Detachment erfolgt die Zufuhr "heißer" Fluide, die den Abfluß von fluiden Phase im "thrust sheet" kompensiert und somit den supralithostatischen Fluiddruck in diesem aufrechterhält (s. Kap. 12.2).

### **Phase 2.c Finale Bewegungen im "thrust sheet" des B/RBT (Unterordovizium)**

Einem Unterschub von kontinentaler Kruste unter das WT sind Grenzen gesetzt. Mit der allmählichen Einstellung des Krustenunterschubs wird auch die Fluidzufuhr über das Detachment reduziert, der Abfluß von Fluiden im "thrust sheet" nicht mehr vollständig kompensiert. Mit absinkenden Fluiddrücken ändert sich der Deformationsstil im B/RBT. Faltung und Schieferung werden von einem konjugierten kompressiven Schersystem ("pop-up"-Strukturen), Westüberschiebungen und steilen Aufschiebungen abgelöst. Das Wilson Terrane ist von stetigem Uplift betroffen (s. Abb. 12.4 und 12.5). In der Endphase kommt es an der Suturezone zwischen dem BT und dem WT zu steilen Aufschiebungen. Entlang diesen wurden das WT (MP/MT-Gesteine der Lanterman Range) auf die "low grade"-metamorphen Gesteine des Lanterman- und Husky-Konglomerats und diese wiederum auf die "very low grade"-metamorphen Gesteine der Bowers-Supergruppe aufgeschoben.

## 14 Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. G. Kleinschmidt (GPI, J. W. Goethe Universität, Frankfurt), der diese Arbeit angeregt und betreut hat.

Für ihre ständige Diskussionsbereitschaft im GPI-Frankfurt und im Gelände danke ich Dipl. Geol. H.-M. Braun, Dipl. Geol. T. Blumör, Dr. C. Betzler, Dr. F. Henjes-Kunst (BGR Hannover), Prof. Dr. Kowalczyk, Dr. J. H. Kruhl, Dipl. Geol. T. Funk und Dr. F. Tessensohn (BGR Hannover). Besonders herzlich möchte ich Dr. G. Zulauf (Frankfurt) danken, der durch kritische Kommentare, Anregungen und Hinweise wesentlich zum Fortgang der Dissertation beigetragen hat. Ebenfalls danke ich sehr herzlich Prof. Dr. O. Oncken (Potsdam) für zahlreiche Anregungen und kritische Kommentare und seiner Bereitschaft, als Zweitgutachter zur Verfügung gestanden zu haben. Den Teilnehmern des strukturgeologischen Oberseminars (Frankfurt - Gießen - Würzburg) sei für konstruktive Kritik und entspannende Gespräche gedankt.

Am Institut standen E. Gottwald (Dünnschliffpräparation), B. Kahl (Photographie), E. Hendrich (Bibliothek) und J. Tochtenhagen (EDX-Analysen) bei der Bewältigung kleiner und großer Probleme stets hilfreich zur Seite.

Im speziellen möchte ich mich bei Maurice Conway (Bergführer aus Coromandel, Neuseeland) herzlich bedanken, der mir nicht nur während der Geländearbeit hilfreich zur Hand ging, sondern auch durch seine Kochkünste stets für gute Stimmung sorgte.

Der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) sei für die Möglichkeit einer Teilnahme an der GANOVEX VI Expedition und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (KI 429/8-2) für die finanzielle Unterstützung sehr herzlich gedankt.



## 15 Schriftenverzeichnis

- ADAMS, C.J.D., GABITES, J.E., WODZICKI, A., LAIRD, M.G. & BRADSHAW, J.D. (1982): Potassium-Argon geochronology of the Precambrian-Cambrian Wilson and Robertson Bay Groups and Bowers Group, northern Victoria Land, Antarctica. - In: CRADDOCK, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. - Madison, Wisconsin (Univ. Wisconsin Press): 543-548.
- ADAMS, C.J. & KREUZER, H. (1984): Potassium-Argon age studies of slates and phyllites from the Bowers and Robertson Bay Terranes, North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B 60: 265-288.
- ANGELIER, J. (1984): Tectonic analysis of fault slip data sets. - *J. Geophys. Res.*, 89: 5835-5848.
- ANGELIER, J. (1989): From orientations to magnitudes in palaeostress determinations using fault slip data. - *J. Struct. Geol.*, 11: 37-50.
- AGUE, J.J. (1991): Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. - *Geology*, 19: 855-858.
- ANDERSON, E.M. (1951): The dynamics of faulting. - 206 S.; Edinburgh (Oliver & Boyd).
- ARMUJO, R., CAREY, E. & CISTERNAS, A. (1982): The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. - *Tectonophysics*, 82: 145-160.
- ASHBY, M.F., GHANDI, C. & TAPLIN, D.M.R. (1979): Fracture mechanism maps and their construction for free metals and alloys. - *Acta metall.*, 27: 699-729.
- ATKINSON, B.K. (1977): The kinetics of ore deformation: its illustration and analysis by means of deformation-mechanism maps. - *Geol. Förh. Stockh. Förh.*, 99: 186-197.
- BEACH, A. (1977): Vein arrays, hydraulic fractures and pressure-solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. - *Tectonophysics*, 40: 201-225.
- BERGH, S.G. & KARLSTROM, K.E. (1992): The Chappal shear zone: Deformation partitioning and heterogeneous bulk crustal shortening during Proterozoic orogeny in central Arizona. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 329-345.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South American Shear-Zone. - *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- BICKLE, M.J. & MCKENZIE, D. (1987): The transport of heat and matter by fluids during metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 384-392.
- BORG, S.G. & STUMP, E. (1987): Paleozoic magmatism and associated tectonic problems of northern Victoria Land, Antarctica. - In: MCKENZIE, G.D. (Ed.): Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 67-75.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B. & POWELL, C.McA. (1982): Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. - 551 S.; Berlin (Springer).
- Boyer, S.E. & Elliott, D. (1982): Thrust systems. - *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1196-1230.
- BRACE, W.F. (1984): Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements. - *J. Geophys. Res.*, 89 (B6): 4327-4330.

- BRACE, W.F., WALSH, J.B. & FRANGOS, W.T. (1968): Permeability of granite under high pressure. - *J. Geophys. Res.*, 73: 2225-2236.
- BRADSHAW, D.J. (1987): Terrane boundaries in northern Victoria Land. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 33: 9-15.
- BRADSHAW, J. D., LAIRD, M. G. & WODZICKI, A. (1982): Structural style and tectonic history in northern Victoria Land. - In: CRADDOCK, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience: Madison, Wisconsin (Univ. Wisconsin Press): 809-816.*
- BRADSHAW, J.D., WEAVER, S.D. & LAIRD, M.G. (1985): Suspect Terranes and Cambrian tectonics in northern Victoria Land, Antarctica. - In: HOWELL, D.G. (Ed.): *Tectonostratigraphic terranes of the Circum Pacific region. - Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 1: 467-479.*
- BUGGISCH, W. & KLEINSCHMIDT, G. (1991): Recovery and recrystallization of quartz and crystallinity of illite in the Bowers and Robertson Bay terranes, northern Victoria Land. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.): *Geological Evolution of Antarctica. - Proceedings fifth Intern. Symp. Antarctica, 23. - 28.8.1987, Cambridge, U.K.: 155-159.*
- BURKHARD, M. (1990): Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350 °C) - In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. - Geol. Soc. London Spec. Publ., 54: 241-257.*
- BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. - *J. Struct. Geol.*, 15: 351-368.
- BURKHARD, M. & KERRICH, R. (1988): Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 416-429.
- CAREY, E. & BRUNIER, B. (1974): Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. - *C. R. Acad. Sci., Paris, D* 179: 891-894.
- CARTER, N.L., KRONENBERG, A.K., ROSS, J.V. & WILTSCHKO, H. (1990): Control of fluids on deformation of rocks. - In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): *Deformation mechanisms, rheology and tectonics. - Geol. Soc. London Spec. Publ., 54: 1-13.*
- CHAMBERLAIN, C.P. & RUMBLE, D. (1988): Thermal anomalies in a regional metamorphic terrane. An isotopic study of the role of fluids. - *J. Petrology*, 29: 1215-1232.
- CHESTER, F.M. & LOGAN, J.M. (1987): Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. - *J. Struct. Geol.*, 9: 621-634.
- COBBOLD, P.R. (1976): Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. - *Bull. Soc. geol. Fr.*, 18: 1497-1510.
- COBBOLD, P.R. (1977): Description and origin of banded deformation structures. - I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands. - *Can. J. Earth. Sci.*, 14: 1721-1731.
- COLETTA, B., LETOUZEY, J., PINEDO, R., BALLARD, J.F. & BALE, P. (1991): Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. - *Geology*, 19: 1063-1067.

- COOPER, R.A., JAGO, J.B., MCKINNON, D.I., SHERGOLD, J.H. & VIDAL, G. (1982): Late Precambrian and Cambrian Fossils from northern Victoria Land and their Stratigraphic Implications. - In: CRADDOCK, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. - Madison, Wisconsin (Univ. Wisconsin Press): 629-633.
- COOPER, R.A., BEGG, J.G. & BRADSHAW, J.D. (1990): Cambrian trilobites from the Reilly Ridge, northern Victoria Land, Antarctica, and their stratigraphic implications. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 33: 55-66.
- COOPER, M.A. & TRAYNER, P.M. (1986): Thrust-surface geometry: implications for thrust belt evolution and section balancing techniques. - J. Struct. Geol., 8: 305-312.
- COSGROVE, J.W. (1976): The formation of crenulation cleavage. - J. geol. Soc. London, 132: 155-178.
- COSGROVE, J.W. (1993): The interplay between fluids, folds and thrusts during deformation of a sedimentary succession. - J. Struct. Geol., 15: 491-500.
- COX, S.F. (1987): Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. - J. Struct. Geol., 9: 779-787.
- COX, S.F. & ETHERIDGE, M.A. (1983): Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. - Tectonophysics, 92: 147-170.
- COX, S.F. & ETHERIDGE, M.A. (1989): Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressure: examples from Mount Lyell, Tasmania. - J. Struct. Geol., 11: 147-162.
- DAVIS, D., SUPPE, J. & DAHLEN, F.A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. - J. Geophys. Res., 88 (B2): 1153-1172.
- DE BOER, R.B., NAGTEGAAL, P.J.C. & DUYVIS, E.M. (1977): Pressure solution experiment on quartz sand. - Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 257-264.
- DENNIS, A.J. & SECOR, D.T. (1987): A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. - J. Struct. Geol., 9: 809-817.
- DIXON, J.M. & LIU, S. (1992): Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. - In: McCLAY, K.R. (Ed.): Thrust Tectonics. - London, New York (Chapman & Hall): 53-69.
- DONATH, F.A. (1961): Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. - Bull. Geol. Soc. Am., 72: 985-990.
- DOW, J.A.S. & NEALL, V.E. (1972): A summary of the geology of the lower Rennick Glacier. - In: ADIE, R.J. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. - Oslo (Universitetsforlaget): 339-344.
- DUNCAN, A.C. (1985): Transected folds: a re-evaluation, with examples from the "type area" at Sulphur Creek, Tasmania. - J. Struct. Geol., 7: 409-419.
- DURNEY, D.W. (1972): Solution transfer, an important geological deformation mechanism. - Nature, 235: 315-317.
- ETCHCOPAR, A., VASSEUR, D. & DAIGNIERES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from striation analysis. - J. Struct. Geol., 11: 231-234.
- ELLIOTT, D. (1973): Diffusion flow laws in metamorphic rocks. - Geol. Soc. Am. Bull., 84: 2645-2664.
- ELLIS, M.A. (1986): The determination of progressive deformation histories from antitaxial syntectonic crystal fibres. - J. Struct. Geol., 8: 701-709.
- ENGELDER, T. (1984): The role of pore water circulation during the deformation of foreland fold and thrust belts. - J. Geophys. Res. 89 (B6): 4319-4325.

- ENGELDER, T. & MARSHAK, S. (1985): Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks. - *J. Struct. Geol.*, 7: 327-343.
- ETCHCOPAR, A., VASSEUR, D. & DAIGNIERES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. - *J. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- ETHERIDGE, M.A. (1983): Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: Upper bound imposed by tensile fracturing. - *Geology*, 11: 231-234.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms. - *J. Geophys. Res.*, 89 (B6): 4344-4358.
- ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E. & PATERSON, M.S. (1973): Experimental deformation of single crystals of biotite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38: 21-36
- FERRY, J.M. (1978): Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, south-central Maine. - *Am. J. Sci.*, 278: 1025-1056.
- FERRY, J.M. (1980): A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 373-385.
- FERRY, J.M. (1983): Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA: A case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. - *J. Geol. Soc. London*, 140: 551-576.
- FERRY, J.M. & DIPPLE, G.M. (1991): Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. - *Geology*, 19: 211-214.
- FINDLAY, R.H. (1987a): A review of the problems important for interpretation of the Cambro-Ordovician paleogeography of northern Victoria Land (Antarctica), Tasmania, and New Zealand. - In: McKENZIE, G.D. (Ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 49-66.
- FINDLAY, R.H. (1987b): Structural geology of the Robertson Bay and Millen Terranes, northern Victoria Land, Antarctica. - In: STUMP, S. (Ed.): *Geological investigations in northern Victoria Land*. - Antarctic Research Series, 46: 91-114.
- FINDLAY, R.H. (1992): The age of cleavage development in the Ross Orogen, northern Victoria Land, Antarctica: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  whole-rock slate ages: Discussion. - *J. Struct. Geol.*, 14: 887-890.
- FINDLAY, R.H. & FIELD, B.D. (1982): Preliminary report on the structural geology of the Robertson Bay Group, North Victoria Land, Antarctica. - *N.Z. Antarctic Rec.*, 4: 15-19.
- FINDLAY, R.H. & FIELD, B.D. (1983): Tectonic significance of deformations affecting the Robertson Bay Group and associated rocks, northern Victoria Land, Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*. - Cambridge, London, New York (Cambridge Univ. Press): 107-112.
- FLÖTTMANN, T., GIBSON, G.M. & KLEINSCHMIDT, G. (1993): Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific. - *Geology*, 21: 319-322.
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1991a): Opposite thrust systems in northern Victoria Land, Antarctica: Imprints of Gondwana's Paleozoic accretion. - *Geology*, 19: 45-47.

- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1991b): Kinematics of major structures of North Victoria and Oates Lands, Antarctica. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 46: 273-282.
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1993): The structure of Oates Land and implications for the structural style of northern Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, E 47: 419-436.
- FREY, M. (1987): *Low temperature metamorphism*. - 351 S.; New York (Chapman & Hall).
- FYFE, W.S., PRICE, N.J. & THOMPSON, A.B. (1978): *Fluids in the earth's crust*. - 383 S., Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- GANOVEX TEAM (1987): Geological map of North Victoria Land, Antarctica, 1:500.000 - Explanatory notes. - *Geol. Jb.* B 66: 7-79.
- GANOVEX & ITALIANTARTIDE GEOLOGICAL TEAMS (1993): Preliminary geological-structural map of Wilson, Bowers and Robertson Bay Terranes in the area between Aviator and Tucker Glaciers (northern Victoria Land - Antarctica). - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 46: 267-272.
- GEISER, P.A. (1988): Mechanisms of thrust propagation: Some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. - *J. Struct. Geol.*, 10: 829-845.
- GIBSON, G.M. (1984): Deformed conglomerates in the eastern Lanterman Range, North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, 60: 117-141.
- GIBSON, G.M. (1987): Metamorphism and deformation in the Bowers Supergroup: Implications for terrane accretion in northern Victoria Land, Antarctica. - *N.Z. Antarct. Rec.*, 4: 15-19.
- GIBSON, G.M. & WRIGHT, T.O. (1985) Importance of thrust faulting in the tectonic development of northern Victoria Land, Antarctica. - *Nature*, 315: 480-483.
- GIBSON, G.M., TESSENHORN, F. & CRAWFORD, A. (1984): Bowers Supergroup rocks west of the Mariner Glacier and possible greenschist facies equivalents. - *Geol. Jb.*, 60: 289-318.
- GHOSH, S.K. (1982): The problem of shearing along axial plane foliation. - *J. Struct. Geol.*, 4: 63-67.
- GRATIER, J.P. & GAMOND, J.P. (1990): Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. - In KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 54: 461-473.
- GREEN, H.W. (1984): "Pressure solution" creep: Some causes and mechanisms. - *J. Geophys. Res.*, 89 (B6): 4313-4318.
- GRETENER, P.E. (1981): Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrusts. - In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (Eds.): *Thrust and nappe tectonics*. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9: 33-39.
- GREW, E.S., KLEINSCHMIDT, G. & SCHUBERT, W. (1984): Contrasting metamorphic belts in north Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B 60: 253-263.
- GREW, E.S. & SANDIFORD, M. (1984): A staurolite-talc assemblage in tourmaline-phlogopite-chlorite schist from northern Victoria Land, Antarctica, and its petrogenetic significance. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87: 337-350.
- GREW, E.S. & SANDIFORD, M. (1985): Staurolite in garnet-hornblende-biotite schist from northern Victoria Land, Antarctica, and its petrogenetic significance. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 9: 396-410.

- GRINDLEY, G.W. & WARREN, G. (1964): Stratigraphic nomenclature and correlation in the western Ross Sea region. - In: ADIE, R.J. (Ed.): Antarctic Geology. - Amsterdam (North-Holland Publishing Company): 314-333.
- GROSHONG, R.H. (1988): Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1329-1360.
- GROSHONG, R.H., PFIFFMER, O.A. & PRINGLE L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge of the internal zone. - *J. Struct. Geol.*, 6: 19-32.
- HAFNER, W. (1951): Stress distribution and faulting. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 373-398.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. - *J. Struct. Geol.*, 7: 437-457.
- HANMER, S. (1986): Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. - *J. Struct. Geol.*, 8: 111-122.
- HADIZADEH, J. & RUTTER, E.H. (1983): The low temperature brittle-ductile transition in a quartzite and the occurrence of cataclastic flow in nature. - *Geol. Rdsch.*, 72: 493-509.
- HELMSTAEDT, H. & GREGGS, R.G. (1980): Stylolitic cleavage and cleavage refraction in lower paleozoic carbonate rocks of the Great Valley, Maryland. - *Tectonophysics*, 66: 99-114.
- HIGGS, W.G., WILLIAMS, G.D. & POWELL, M. (1991): Evidence for flexural shear folding associated with extensional faults. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 710-713.
- HUIQI, L., McCLAY, K.R. & POWELL, D. (1992): Physical models of thrust wedges. - In: McCLAY, K.R. (Ed.): *Thrust Tectonics*. - London, New York (Chapman & Hall): 71-82.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1976): *An outline of structural geology*. - 571 S.; New York (John Wiley & Sons).
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1982): The relationship between foliation and strain: an experimental investigation. - *J. Struct. Geol.*, 4: 411-428.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - *Geol. Rdsch.*, 45: 247-283.
- HSÜ, K.J. (1968) Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79: 1063-1074.
- HUDLESTON, P.J. (1989): The association of folds and veins in shear zones. - *J. Struct. Geol.*, 11: 949-957.
- JAEGER, J.C. (1960): Shear failure of anisotropic rocks. - *Geol. Mag.*, 97: 65-72.
- JAEGER, J.C. & COOK, N.G.W. (1979): *Fundamentals of rock mechanics*. - 593 S.; London, New York (Chapman & Hall).
- JAMISON, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. - *J. Struct. Geol.*, 9: 207-219.
- JAMISON, W.R. (1992): Stress controls on fold thrust style. - In: McCLAY, K.R. (Ed.): *Thrust Tectonics*. - London, New York (Chapman & Hall): 155-164.
- JAMISON, W.R. & SPANG, J.H. (1976): Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. - *Bull. geol. Soc. Am.*, 87: 868-872.
- JORDAN, H. (1981): Metasediments and volcanics in Frolov Ridge, Bowers Mountains, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B41: 155-199.

- KERRICH, R., La TOUR, T.E. & WILLMORE, L. (1984): Fluid participation in deep fault zones: Evidence from geological, geochemical, and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  relations. - *J. Geophys. Res.*, 89 (B6): 4331-4343.
- KNIFE, R.J. (1989): Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. - *J. Struct. Geol.*, 11: 127-146.
- KLEINSCHMIDT, G. (1992a): The southern continuation of the Wilson Thrust. - *Polarforsch.*, 60 (2): 124-127.
- KLEINSCHMIDT, G. (1992b): Structural observations in the Robertson Bay Terrane and their implications. - *Polarforsch.*, 60 (2): 128-132.
- KLEINSCHMIDT, G., Matzer, S. HENJES-KUNST, F. & FENN, G. (1992): New field data from Surgeon Island, North Victoria Land, Antarctica. - *Polarforsch.*, 60 (2): 133-134.
- KLEINSCHMIDT, G., SCHUBERT, W., OLESCH, M. & RETTMANN, E.S. (1987): Ultramafic rocks of the Lanterman Range in North Victoria Land, Antarctica. Petrology, geochemistry, and geodynamic implications. - *Geol. Jb.*, B66: 231-273.
- KLEINSCHMIDT, G. & SKINNER, D.N.B. (1981): Deformation styles in the basement rocks of North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, 41: 155-199.
- KLEINSCHMIDT, G. & TESSENHORN, F. (1987): Early Paleozoic westward directed subduction at the Pacific margin of Antarctica. - In: McKENZIE, G.D. (Ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 89-105.
- KLEINSCHMIDT, G., TESSENHORN, F. & VETTER, U. (1987): Paleozoic accretion at the Paleopacific margin of Antarctica. - *Polarforsch.*, 57: 1-8.
- KLEINSCHMIDT, G., MAZZOLI, C. & SASSI, F.P. (1991): The pressure character of low-grade metapelites from northern Victoria Land (Antarctica). - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 46: 7-13.
- KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., VETTER, U., TESSENHORN, F., MÜLLER, P., JORDAN, H., HARRE, W. & BESANG, C. (1981): K/Ar and Rb/Sr dating of igneous rocks from north Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B41: 267-273.
- KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., MÜLLER, P. & VETTER, U. (1987): Radiometric ages of pre-mesozoic rocks from northern Victoria Land, Antarctica. - In: McKENZIE, G.D. (Ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 31-47.
- LAIRD, M.G. (1987): Evolution of the cambrian-early ordovician Bowers Basin, northern Victoria Land, and its relationship with adjacent Wilson and Robertson Bay Terranes. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 33: 25-34.
- LAIRD, M. G., BRADSHAW, J. D. & WODZICKI, A. (1976): Reexamination of the Bowers Group (Cambrian), northern Victoria Land, Antarctica (preliminary note). - *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 19: 275-282.
- LAIRD, M. G., BRADSHAW, J. D. & WODZICKI, A. (1982): Stratigraphy of the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Bowers Supergroup, northern Victoria Land, Antarctica. - In: CRADDOCK, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*. - Madison, Wisconsin (Univ. Wisconsin Press): 535-542.
- LAIRD, M. G., BRADSHAW, J. D. (1983): New data on the lower Paleozoic Bowers Supergroup, northern Victoria Land. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*. - Cambridge, London, New York (Cambridge Univ. Press): 123-126.

- LAMA, R.D. & VUTUKURI, V.S. (1978): Handbook on mechanical properties of rocks, Vol. II. - 481 S.; Clausthal (Trans Tech. Publications).
- Le COTEUR, P.C. & LEITCH, E.C. (1964): Preliminary report on the geology of an area south west of the upper Tucker Glacier, northern Victoria Land. - In: ADIE, R.J. (Ed.): Antarctic Geology. - Amsterdam (North-Holland Publishing Company): 229-236.
- Le GALL, B. (1992): The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. - J. Struct. Geol., 14: 531-546.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies: - In FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism. - New York (Chapman & Hall): 59-113.
- LIU, S. & DIXON, J.M. (1990): Centrifuge modelling of thrust faulting: strain partitioning and sequence of thrusting in duplex structures. - In KNIPE, R.J., RUTTER, E.H. (Eds.): Deformation mechanisms, rheology and tectonics. - Geol. Soc. London Spec. Publ., 54: 431-444.
- LLYOD, G.E. & KNIPE, R.J. (1992): Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions. - J. Struct. Geol., 14: 127-143.
- LOGAN, J.M., FRIEDMAN, M., HIGGS, N.G., DENG, C. & SHIMAMOTO, T. (1979): Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. - In: Proc. Conf. VIII, Analysis of actual fault zones in bedrock. - U.S. Geol. Survey Open File Rep., 79-1239: 305-343.
- MATZER, S. (1992): Geological and structural field observations in the Carryer Glacier Area, Bowers Mountains, northern Victoria Land, Antarctica. - Polarforsch., 60 (2): 121-122.
- MEANS, W.D. (1977): Experimental contributions to the study of foliations in rocks: a review of research since 1960. - Tectonophysics, 39: 329-354.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese - Metamorphose. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 57: 93 S..
- MOORE, D.E., SUMMERS, R. & BYERLEE, J.D. (1989): Sliding behavior and deformation textures of heated illite gouge. - J. Struct. Geol., 11: 329-342.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). - Geotekt. Forsch., 73: 215 S..
- PATERSON, M.S. (1978): Experimental rock deformation - The brittle field. - 254 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- PLATT, J.P. & VISSERS R.L.M. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. - J. Struct. Geol., 2: 379-410.
- PERSHING, J.C., TEYSSIER, C. & HUDLESTON, P.J. (1989): Testing palaeostress tensor analysis: Forward and reverse modelling of discontinuum rock mass behavior. - Internationale Tagung "Deformation Mechanisms, Rheology & Tectonics", 29. - 31. März 1989, Leeds, U.K., Kurzfassung der Vorträge und Poster.
- PRATT, H.R., SWOLFS, H.S. & LINGLE, R. (1977): In situ and laboratory measurements of velocity and permeability. - In: HEACOCK, J.G. (Ed.): The Earth Crust: Nature and physical properties. - Geophys. Monogr., 20: 215-231.
- PRICE, N.J. (1977): Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. - J. geol. Soc. London, 133: 311-325.



- RAJ, R. & ASHBY, M.F. (1971): On grain boundary sliding and diffusional creep. - *Met. Trans.*, 2: 1113-1127.
- RAMSAY, J.G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. - *Nature*, 284: 135-139.
- RAMSAY, J.G. (1983): Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. - In: HSÜ, J. (Ed.): *Mountain building processes*. - 263 S.; Oxford (Academic Press): 111-127.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): *The techniques of modern structural geology*. Vol. 1: Strain analysis. - 307 S.; London, New York (Academic Press).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern structural geology*. Vol. 2: Folds and fractures. - London, New York (Academic Press).
- RECHES, Z. (1987): Determinations of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. - *Tectonics*, 6: 849-861.
- REYNOLDS, S.J. & LISTER, G.S. (1987): Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. - *Geology*, 15: 362-366.
- ROBIN, P.-Y.F. (1979): Theory of metamorphic segregation and related processes. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1587-1600.
- ROWE, K.J. & RUTTER, E.H. (1990): Paleostress estimates using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. - *J. Struct. Geol.*, 12: 1-17.
- RUMBLE, D., FERRY, J.M., HOERING, T.C. & BOUCOT, A.J. (1982): Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality. - *Amer. J. Science*, 282: 886-919.
- RUTTER, E.H. (1976): The kinetics of rock deformation by pressure solution. - *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 283: 203-219.
- RUTTER, E.H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. - *J. geol. Soc. London*, 140: 725-740.
- RYE, R.O., SCHUILING, R.D., RYE, D.M. & JANSEN, J.B.H. (1976): Carbon, hydrogen, and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1031-1049.
- RYKKELID, E. & FOSSEN, H. (1992): Composite fabrics in mid-crustal gneisses: Observations from the Oygarden Complex, West Norway Caledonides. - *J. Struct. Geol.*, 14: 1-9.
- SCHMID, S.M., BOLAND, J.N. & PATERSON, M.S. (1977): Superplastic flow in fine-grained limestone. - *Tectonophysics*, 43: 257-291.
- SCHMID, S.M. (1983): Microfabric Studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. - In HSÜ, J. (Ed.): *Mountain building processes*. - 263 S.; London, New York (Academic Press): 95-110.
- SECOR, D.T. (1965): Role of fluid pressure in jointing. - *Am. J. Sci.*, 263: 633-646.
- SIBSON, R.H. (1981): Fluid flow accompanying faulting: Field evidence and models. - In: SIMPSON, D.W. & RICHARDS, P.G. (Eds.): *Earthquake prediction: An international review*. - Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series, 4: 593-603.
- SIBSON, R.H. (1990): Conditions for fault-valve behaviour. - In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (Eds.): *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 54: 15-28.
- SIBSON, R.H. (1985): A note on fault reactivation. - *J. Struct. Geol.*, 7: 751-4.

- SIBSON, R.H., ROBERT, F. & POULSEN, K.H. (1988): High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. - *Geology*, 16: 551-555.
- SIBSON, R.H., MOORE, J.McM. & RANKIN, A.H. (1975): Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. - *J. Geol. Soc. London*, 131: 653-659.
- SIMPSON, C. (1984): Borrego Springs-Santa Rosa mylonite zone: A late Cretaceous west-directed thrust in southern California. - *Geology*, 12: 8-11.
- STURM, A. & CARRYER, S.J. (1970): Geology of the region between the Matusovich and Tucker Glaciers, northern Victoria Land, Antarctica. - *N.Z.L. Geol. Geophys.*, 13 (2): 408-435.
- TANAKA, H. (1992): Cataclastic lineations. - *J. Struct. Geol.*, 14: 1239-1252.
- TESSENHORN, F. (1984): Geological and tectonic history of the Bowers Structural Zone, North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B60: 371-396.
- TESSENHORN, F., DUPHORN, K., JORDAN, H., KLEINSCHMIDT, G., SKINNER, D. N. B., VETTER, U., WRIGHT, T. O. & WYBORN, D. (1981): Geological comparison of basement units in North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B41: 31-88.
- TREAGUS, S.H. (1983): A theory of finite strain variation through contrasting layers, and its bearing on cleavage refraction. - *J. Struct. Geol.*, 5: 351-368.
- TREAGUS, J.E. & TREAGUS, S.H. (1981): Folds and strain ellipsoid: a general problem. - *J. Struct. Geol.*, 3: 1-17.
- TRÖGER, W.E. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. - 2. Aufl., 822 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- TURNER, F.J. (1981): *Metamorphic petrology*. - 2<sup>nd</sup> edn., 524 S.; Cambridge (Harper & Row).
- VERNON, R.H. (1981): Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. - *Tectonophysics*, 78: 601-612.
- VERNON, R.H. (1983): *Metamorphic processes. Reactions and microstructure development*. - 247 S.; London (Allen & Unwin).
- VETTER, U., ROLAND, N.W., KREUZER, H., HÖHNDORF, LENZ, H. & BESANG, C. (1983): Geochemistry, petrography, and geochronology of the Cambro-Ordovician and Devonian-Carboniferous granitoids of northern Victoria Land, Antarctica - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R., & JAGO, J.B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*. - Cambridge, London, New York (Cambridge Univ. Press): 140-143.
- Vetter, U., Lenz, H., Kreuzer, H. & Besang, C. (1984): Pre-Ross granites at the Pacific margin of the Robertson Bay Terrane, North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, B60: 363-369.
- VOLL, G. (1969): *Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose*. - 206 S.; Habil. TU Berlin, Berlin.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite, feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 56: 641-647.
- WEAVER, S. D., BRADSHAW, J. D. & LAIRD, M. G. (1984): Geochemistry of Cambrian volcanics of the Bowers Supergroup and implications for the early Paleozoic tectonic evolution of northern Victoria Land, Antarctica. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 128-140.

- WEBER, K. (1980): Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. - Z. dt. Geol. Ges., 131: 605-625.
- WHITE, S. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. - Phil. Trans. R. Soc. London, A 283: 69-86.
- Williams, P.F. (1976): Relationships between axial-plane foliations and strain. - Tectonophysics, 30: 181-196.
- Williams, P.F. (1977): Foliation: A review and discussion. - Tectonophysics, 39: 305-328.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 5<sup>th</sup> edn., 348 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WODZICKI, A., BRADSHAW, J.D. & LAIRD, M.G. (1982): Petrology of the Wilson and Robertson Bay Groups and Bowers Supergroup, northern Victoria Land, Antarctica. - In: CRADDOCK, C. (Ed.): Antarctic geoscience. - Madison, Wisconsin (Univ. Wisconsin Press): 549-554.
- WODZICKI, A. & ROBERT, R. (1987): Geology of the Bowers Supergroup, Central Bowers Mountains, northern Victoria Land. - In: STUMP, S. (Ed.): Geological investigations in northern Victoria Land, Antarctic Research Series, 46: 39-68.
- WOOD, D.S. (1974) Current views of the development of slaty cleavage. - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2: 1-37.
- WRIGHT, T.O. (1982): Structural study of the Leap Year Fault, northern Victoria Land. - Antarct. J. U.S., 17: 11-13.
- WRIGHT, T.O. (1981): Sedimentology of the Robertson Bay Group, North Victoria Land, Antarctica. - Geol. Jb., B41: 127-138.
- WRIGHT, T.O. (1985): Late Precambrian and early Paleozoic tectonism and associated sedimentation in northern Victoria Land, Antarctica. - Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 1332-1339.
- WRIGHT, T.O. & FLINDLAY, R.H. (1984) Relationship between the Robertson Bay Group and the Bowers Supergroup. - New progress and complications from the Victory Mountains, North Victoria Land. - Geol. Jb., 60: 105-116.
- WRIGHT, T.O. & BRODIE, C. (1987): The Handler Formation, a new unit of the Robertson Bay Group, northern Victoria Land, Antarctica. - In: McKENZIE, G.D. (Ed.): Gondwana Six: Structure, tectonics, and geophysics. - Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 25-29.
- WRIGHT, T.O., ROSS, R.J. & REPETSKI, J.E. (1984): Newly discovered youngest Cambrian oldest Ordovician fossils from the Robertson Bay terrane (formerly Precambrian), northern Victoria Land, Antarctica. - Geology, 12: 301-305.
- WRIGHT, T.O. & DALLMEYER, R.D. (1992): The age of cleavage development in the Ross Orogen, northern Victoria Land, Antarctica: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar whole-rock slate ages. - J. Struct. Geol., 13: 677-690.
- WU, S. & GROSHONG, R.H. (1991): Low-temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. - Geol. Soc. Amer. Bull., 103: 861-875.
- WYBORN, D. (1981): Granitoids of northern Victoria Land, Antarctica - Field and petrographic observations. - Geol. Jb., B 41: 229-249.

- YERKES, R.F., LEVINE, P. & WENTWORTH, C.M. (1985): Abnormally high fluid pressures in the region of the Coalinga earthquakes - a preliminary report. - US Geol. Surv. Open-File Rep., 85-44: 344-375.
- ZULAUF, G. (1990): Spät- bis postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördliche Oberpfalz (Bayern) unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. - 285 S.; Diss. Univ. Frankfurt, Frankfurt.

## 16 Anhang (EDX-Analysen)

Die Mineral-Analysen wurden mittels CamScan 4 Rasterelektronenmikroskop durchgeführt. Mit dem System ist eine simultane Analyse sämtlicher Elemente ab der Ordnungszahl 11 möglich. Verwendete Parameter:

- Beschleunigungsspannung 20 KeV
- Arbeitsabstand 35 mm
- Auflösung 141-143 eV
- Analysenzeit: 100 Live-Sekunden
- Zählrate 2000 bis 3000 cps

Die EDX-Analysen dienen der Überprüfung der optischen Mikroskopie. Es wurden keine Standards verwendet. Die folgenden Tabellen enthalten einen Teil der vorgenommenen Analysen sowie die Ergebnisse der Mineralberechnungen. Die Wertigkeit kann mit dieser Methode nicht ermittelt werden.

### EDX-Analysen - unterer Carryer Gletscher - Bowers-Supergruppe

#### Prehnit

Proben.-Nr	Atom-% Al	Si	Ca	Fe
Ca 13j	10.63	16.96	10.28	0.79
Ca 91a	10.34	17.17	9.98	1.08
Ca 91b	10.67	17.46	9.81	0.53
Ca 221e	10.45	17.11	10.24	0.83
Ca 221f	10.61	17.04	10.20	0.77
Ca 221g	9.49	17.00	10.58	1.65
Ca 221j	10.43	17.08	10.12	0.98
Kgl 6b	11.06	17.12	10.13	0.29
Kgl 6g	11.01	17.34	10.02	0.17
Kgl 14b	10.24	17.17	10.12	1.06
Kgl 14d	11.15	17.33	10.07	--

Ca 13j	Ca <sub>1.86</sub> (Al <sub>0.89</sub> ,Fe <sub>0.14</sub> ) <sub>1.03</sub> Al <sub>1.03</sub> Si <sub>3.07</sub>
Ca 91a	Ca <sub>1.81</sub> (Al <sub>0.84</sub> ,Fe <sub>0.20</sub> ) <sub>1.04</sub> Al <sub>1.04</sub> Si <sub>3.11</sub>
Ca 91b	Ca <sub>1.79</sub> (Al <sub>0.92</sub> ,Fe <sub>0.10</sub> ) <sub>1.02</sub> Al <sub>1.02</sub> Si <sub>3.17</sub>
Ca 221e	Ca <sub>1.86</sub> (Al <sub>0.87</sub> ,Fe <sub>0.15</sub> ) <sub>1.02</sub> Al <sub>1.02</sub> Si <sub>3.10</sub>
Ca 221f	Ca <sub>1.85</sub> (Al <sub>0.89</sub> ,Fe <sub>0.14</sub> ) <sub>1.03</sub> Al <sub>1.03</sub> Si <sub>3.09</sub>
Ca 221g	Ca <sub>1.91</sub> (Al <sub>0.70</sub> ,Fe <sub>0.30</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.01</sub> Si <sub>3.07</sub>
Ca 221j	Ca <sub>1.83</sub> (Al <sub>0.85</sub> ,Fe <sub>0.18</sub> ) <sub>1.03</sub> Al <sub>1.04</sub> Si <sub>3.10</sub>
Kgl 6b	Ca <sub>1.84</sub> (Al <sub>0.98</sub> ,Fe <sub>0.05</sub> ) <sub>1.03</sub> Al <sub>1.03</sub> Si <sub>3.10</sub>
Kgl 6g	Ca <sub>1.82</sub> (Al <sub>0.98</sub> ,Fe <sub>0.03</sub> ) <sub>1.01</sub> Al <sub>1.02</sub> Si <sub>3.15</sub>
Kgl 14b	Ca <sub>1.86</sub> (Al <sub>0.83</sub> ,Fe <sub>0.19</sub> ) <sub>1.02</sub> Al <sub>1.03</sub> Si <sub>3.11</sub>
Kgl 14d	Ca <sub>1.83</sub> ,Al <sub>2.02</sub> Si <sub>3.15</sub>

## Pumpellyit

Atom-% Proben.-Nr	Mg	Al	Si	Ca	Fe	V
Ca 5c	2.01	9.82	15.23	8.82	3.25	--
Ca 13a	1.83	10.69	15.33	9.01	2.24	--
Ca 13e	1.68	10.70	15.36	9.09	2.25	--
Ca 13g	1.76	10.74	15.44	9.18	2.16	--
Ca 110a	1.70	9.39	15.42	9.01	3.54	--
Ca 110e	2.13	9.94	15.29	8.80	2.90	0.05
Ca 110g	1.80	9.66	15.38	8.99	3.26	--
Ca 110k	1.73	9.63	15.35	9.00	3.38	--
Ca 112a	1.79	9.89	15.27	8.94	3.00	0.14
Ca 112l	1.68	9.35	15.34	9.01	3.56	0.12
Ca 112n	1.98	10.37	15.18	9.04	2.45	0.10
Ca 116j	1.90	10.26	15.47	9.11	2.95	--
Ca 116k	1.88	10.11	15.24	8.98	2.91	--
Ca 147h	1.49	9.76	15.49	9.05	3.22	--
Ca 148a	1.64	10.03	15.36	8.98	3.04	--
Ca 148h	1.68	11.22	15.52	9.08	1.94	--
Ca 221a	1.65	10.16	15.24	9.06	2.98	--
Ca 221b	1.62	10.34	15.41	9.34	3.00	--
Ca 221d	1.60	9.63	15.65	9.30	3.58	--
Ca 221h	1.43	7.91	15.40	9.16	5.13	--
Ca 221i	1.42	8.25	15.45	9.09	4.75	--
Kgl 14c	1.09	8.73	15.46	8.98	4.66	--

Ca 5c	Ca <sub>3.61</sub> (Mg <sub>0.82</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.18</sub> )1.00 (Al <sub>4.02</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.14</sub> )5.16 Si <sub>6.23</sub>
Ca 13a	Ca <sub>3.69</sub> (Mg <sub>0.75</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.25</sub> )1.00 (Al <sub>4.37</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.67</sub> )5.04 Si <sub>6.27</sub>
Ca 13e	Ca <sub>3.72</sub> (Mg <sub>0.69</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.31</sub> )1.00 (Al <sub>4.38</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.61</sub> )4.99 Si <sub>6.28</sub>
Ca 13g	Ca <sub>3.74</sub> (Mg <sub>0.72</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.28</sub> )1.00 (Al <sub>4.38</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.60</sub> )4.98 Si <sub>6.29</sub>
Ca 110a	Ca <sub>3.69</sub> (Mg <sub>0.70</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.30</sub> )1.00 (Al <sub>3.85</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.15</sub> )5.00 Si <sub>6.32</sub>
Ca 110e	Ca <sub>3.60</sub> (Mg <sub>0.87</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.13</sub> )1.00 (Al <sub>4.06</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.06</sub> ,V <sub>0.02</sub> )5.14 Si <sub>6.26</sub>
Ca 110g	Ca <sub>3.68</sub> (Mg <sub>0.74</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.26</sub> )1.00 (Al <sub>3.95</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.07</sub> )5.02 Si <sub>6.30</sub>
Ca 110k	Ca <sub>3.68</sub> (Mg <sub>0.71</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.29</sub> )1.00 (Al <sub>3.94</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.09</sub> )5.03 Si <sub>6.28</sub>
Ca 112a	Ca <sub>3.66</sub> (Mg <sub>0.73</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.27</sub> )1.00 (Al <sub>4.05</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.96</sub> ,V <sub>0.06</sub> )5.07 Si <sub>6.26</sub>
Ca 112d	Ca <sub>3.69</sub> (Mg <sub>0.69</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.31</sub> )1.00 (Al <sub>3.83</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.15</sub> ,V <sub>0.05</sub> )5.03 Si <sub>6.29</sub>
Ca 112n	Ca <sub>3.70</sub> (Mg <sub>0.81</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.19</sub> )1.00 (Al <sub>4.24</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.81</sub> ,V <sub>0.04</sub> )5.09 Si <sub>6.29</sub>
Ca 116j	Ca <sub>3.67</sub> (Mg <sub>0.77</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.23</sub> )1.00 (Al <sub>4.13</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.96</sub> )5.09 Si <sub>6.23</sub>
Ca 116k	Ca <sub>3.67</sub> (Mg <sub>0.77</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.23</sub> )1.00 (Al <sub>4.23</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.96</sub> )5.09 Si <sub>6.23</sub>
Ca 147h	Ca <sub>3.71</sub> (Mg <sub>0.61</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.39</sub> )1.00 (Al <sub>4.00</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.93</sub> )4.93 Si <sub>6.35</sub>
Ca 148a	Ca <sub>3.68</sub> (Mg <sub>0.67</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.33</sub> )1.00 (Al <sub>4.11</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.92</sub> )5.03 Si <sub>6.29</sub>
Ca 148h	Ca <sub>3.68</sub> (Mg <sub>0.68</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.32</sub> )1.00 (Al <sub>4.55</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.47</sub> )5.02 Si <sub>6.30</sub>
Ca 221a	Ca <sub>3.71</sub> (Mg <sub>0.68</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.32</sub> )1.00 (Al <sub>4.16</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.91</sub> )5.07 Si <sub>6.24</sub>
Ca 221b	Ca <sub>3.76</sub> (Mg <sub>0.65</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.35</sub> )1.00 (Al <sub>4.17</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>0.86</sub> )5.03 Si <sub>6.21</sub>
Ca 221d	Ca <sub>3.74</sub> (Mg <sub>0.64</sub> ,Fe <sup>++</sup> <sub>0.36</sub> )1.00 (Al <sub>3.87</sub> ,Fe <sup>+++</sup> <sub>1.08</sub> )4.95 Si <sub>6.30</sub>

Ca.221h Ca<sub>3.75</sub> (Mg<sub>0.58</sub>, Fe<sup>++</sup><sub>0.42</sub>)<sub>1.00</sub> (Al<sub>3.24</sub>, Fe<sup>+++</sup><sub>1.68</sub>)<sub>4.92</sub> Si<sub>6.31</sub>  
 Ca 221i Ca<sub>3.73</sub> (Mg<sub>0.61</sub>, Fe<sup>++</sup><sub>0.39</sub>)<sub>1.00</sub> (Al<sub>3.38</sub>, Fe<sup>+++</sup><sub>1.59</sub>)<sub>4.97</sub> Si<sub>6.32</sub>  
 Kgl 14c Ca<sub>3.69</sub> (Mg<sub>0.45</sub>, Fe<sup>++</sup><sub>0.55</sub>)<sub>1.00</sub> (Al<sub>3.59</sub>, Fe<sup>+++</sup><sub>1.36</sub>)<sub>4.95</sub> Si<sub>6.36</sub>

### Chlorit

Proben.-Nr	Atom-% Al	Si	Fe	Mg	Mn	Cr	Ca
Mg-Fe-Chlorite							
Ca 5a	9.48	12.82	4.80	14.12	--	--	--
Ca 5i	9.42	12.96	4.62	14.17	--	--	--
Ca 13b	8.90	13.38	4.76	13.96	--	--	0.08
Ca 13f	8.90	13.41	4.64	13.77	0.08	--	0.18
Ca 13h	8.47	13.64	4.57	14.16	0.08	--	0.14
Ca 13l	9.05	13.37	4.52	13.85	0.06	--	0.21
Ca 91l	10.43	12.53	6.41	11.66	0.10	--	--
Ca 110i	8.16	13.74	5.04	14.07	--	--	0.08
Ca 110n	8.86	13.55	5.00	13.43	--	--	0.06
Ca 112c	7.92	13.91	4.90	14.33	--	--	--
Ca 112e	9.45	12.95	5.29	13.47	--	--	--
Ca 112f	7.09	14.23	5.29	14.50	--	--	--
Ca 116p	8.26	13.69	5.35	13.79	--	--	--
Ca 148c	9.81	12.53	6.27	12.60	0.08	--	--
Ca 307b	8.21	12.55	11.47	6.30	0.23	--	0.04
Ca 307g	7.64	12.97	13.22	4.19	0.27	--	--
Ca 307h	10.08	12.64	7.81	10.48	0.14	--	--

### Mg-Chlorite

Ca 381f	8.85	13.67	1.57	16.42		0.05	--
Ca 381g	8.71	13.73	2.13	16.39		--	--

Ca 5a (Mg<sub>3.43</sub>, Fe<sub>1.16</sub>, Al<sub>1.15</sub>)<sub>5.74</sub> (Al<sub>1.15</sub>, Si<sub>3.11</sub>)<sub>4.26</sub>  
 Ca 5i (Mg<sub>3.44</sub>, Fe<sub>1.12</sub>, Al<sub>1.14</sub>)<sub>5.70</sub> (Al<sub>1.14</sub>, Si<sub>3.15</sub>)<sub>4.29</sub>  
 Ca 13b (Mg<sub>3.40</sub>, Fe<sub>1.16</sub>, Ca<sub>0.02</sub>, Al<sub>1.09</sub>)<sub>5.67</sub> (Al<sub>1.08</sub>, Si<sub>3.25</sub>)<sub>4.33</sub>  
 Ca 13f (Mg<sub>3.36</sub>, Fe<sub>1.13</sub>, Mn<sub>0.02</sub>, Ca<sub>0.04</sub>, Al<sub>1.09</sub>)<sub>5.64</sub> (Al<sub>1.08</sub>, Si<sub>3.27</sub>)<sub>4.35</sub>  
 Ca 13h (Mg<sub>3.45</sub>, Fe<sub>1.11</sub>, Mn<sub>0.02</sub>, Ca<sub>0.03</sub>, Al<sub>1.03</sub>)<sub>5.64</sub> (Al<sub>1.03</sub>, Si<sub>3.32</sub>)<sub>4.35</sub>  
 Ca 13l (Mg<sub>3.36</sub>, Fe<sub>1.10</sub>, Mn<sub>0.01</sub>, Ca<sub>0.05</sub>, Al<sub>1.10</sub>)<sub>5.62</sub> (Al<sub>1.10</sub>, Si<sub>3.19</sub>)<sub>4.29</sub>  
 Ca 91l (Mg<sub>2.83</sub>, Fe<sub>1.56</sub>, Mn<sub>0.02</sub>, Al<sub>1.27</sub>)<sub>5.68</sub> (Al<sub>1.27</sub>, Si<sub>3.05</sub>)<sub>4.32</sub>  
 Ca 110i (Mg<sub>3.42</sub>, Fe<sub>1.23</sub>, Ca<sub>0.02</sub>, Al<sub>1.00</sub>)<sub>5.67</sub> (Al<sub>0.99</sub>, Si<sub>3.34</sub>)<sub>4.33</sub>  
 Ca 110n (Mg<sub>3.28</sub>, Fe<sub>1.22</sub>, Ca<sub>0.01</sub>, Al<sub>1.09</sub>)<sub>5.60</sub> (Al<sub>1.08</sub>, Si<sub>3.31</sub>)<sub>4.39</sub>  
 Ca 112c (Mg<sub>3.49</sub>, Fe<sub>1.19</sub>, Al<sub>0.97</sub>)<sub>5.65</sub> (Al<sub>0.96</sub>, Si<sub>3.38</sub>)<sub>4.34</sub>  
 Ca 112e (Mg<sub>3.27</sub>, Fe<sub>1.29</sub>, Al<sub>1.15</sub>)<sub>5.71</sub> (Al<sub>1.15</sub>, Si<sub>3.15</sub>)<sub>4.30</sub>

Ca 112f	(Mg <sub>3.53</sub> , Fe <sub>1.29</sub> , Al <sub>0.86</sub> ) <sub>5.68</sub> (Al <sub>0.86</sub> , Si <sub>3.46</sub> ) <sub>4.32</sub>
Ca 116p	(Mg <sub>3.36</sub> , Fe <sub>1.30</sub> , Al <sub>1.01</sub> ) <sub>5.67</sub> (Al <sub>1.00</sub> , Si <sub>3.33</sub> ) <sub>4.33</sub>
Ca 148c	(Mg <sub>3.05</sub> , Fe <sub>1.52</sub> , Mn <sub>0.02</sub> , Al <sub>1.19</sub> ) <sub>5.78</sub> (Al <sub>1.19</sub> , Si <sub>3.03</sub> ) <sub>4.22</sub>
Ca 307b	(Mg <sub>1.62</sub> , Fe <sub>2.96</sub> , Mn <sub>0.06</sub> , Al <sub>1.06</sub> ) <sub>5.70</sub> (Al <sub>1.05</sub> , Si <sub>3.23</sub> ) <sub>4.28</sub>
Ca 307g	(Mg <sub>1.09</sub> , Fe <sub>3.45</sub> , Mn <sub>0.07</sub> , Al <sub>1.00</sub> ) <sub>5.61</sub> (Al <sub>0.99</sub> , Si <sub>3.39</sub> ) <sub>4.38</sub>
Ca 307h	(Mg <sub>2.55</sub> , Fe <sub>1.90</sub> , Mn <sub>0.03</sub> , Al <sub>1.23</sub> ) <sub>5.71</sub> (Al <sub>1.22</sub> , Si <sub>3.07</sub> ) <sub>4.29</sub>
Ca 381f	(Mg <sub>4.05</sub> , Fe <sub>0.39</sub> , Al <sub>1.07</sub> ) <sub>5.56</sub> (Al <sub>1.11</sub> , Si <sub>3.37</sub> ) <sub>4.48</sub>
Ca 381g	(Mg <sub>4.00</sub> , Fe <sub>0.52</sub> , Al <sub>1.09</sub> ) <sub>5.61</sub> (Al <sub>1.08</sub> , Si <sub>3.35</sub> ) <sub>4.43</sub>

### Epidot

	Atom-% Al	Si	Ca	Fe	Mg
Proben.-Nr					
Ca 13c	10.43	15.31	8.95	4.04	--
Ca 13d	10.41	15.28	8.92	4.12	--
Ca 13k	10.43	15.40	8.82	4.04	--
Ca 91d	10.56	15.74	8.53	3.72	--
Ca 91j	11.04	15.34	8.78	3.52	--
Ca 110h	10.69	15.30	8.91	3.82	--
Ca 110m	10.77	15.36	8.79	3.76	--
Ca 112b	10.58	15.20	8.67	3.97	0.34
Ca 112d	10.78	15.21	8.68	3.74	0.36
Ca 112k	10.49	15.30	8.70	3.89	0.38
Ca 116o	10.55	15.68	9.01	4.27	--
Ca 120d	10.96	15.37	8.87	3.50	--
Ca 147a	10.99	15.28	8.85	3.59	--
Ca 147g	10.91	15.34	8.72	3.70	--
Ca 148i	10.65	15.22	9.01	3.87	--
Ca 221c	9.76	15.85	8.90	4.10	--

Ca 13c	Ca <sub>1.85</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.83</sub> , Al <sub>0.17</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.98</sub> Si <sub>3.16</sub>
Ca 13d	Ca <sub>1.84</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.85</sub> , Al <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.16</sub>
Ca 13k	Ca <sub>1.82</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.84</sub> , Al <sub>0.16</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.19</sub>
Ca 91d	Ca <sub>1.77</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.77</sub> , Al <sub>0.23</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.96</sub> Si <sub>3.26</sub>
Ca 91j	Ca <sub>1.82</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.73</sub> , Al <sub>0.27</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.01</sub> Si <sub>3.17</sub>
Ca 110h	Ca <sub>1.84</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.79</sub> , Al <sub>0.21</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.16</sub>
Ca 110m	Ca <sub>1.82</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.78</sub> , Al <sub>0.22</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.01</sub> Si <sub>3.18</sub>
Ca 112b	(Ca <sub>1.79</sub> , Mg <sub>0.07</sub> ) <sub>1.86</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.82</sub> , Al <sub>0.18</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.14</sub>
Ca 112d	(Ca <sub>1.79</sub> , Mg <sub>0.07</sub> ) <sub>1.86</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.77</sub> , Al <sub>0.22</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.99</sub> Si <sub>3.14</sub>
Ca 112k	(Ca <sub>1.80</sub> , Mg <sub>0.08</sub> ) <sub>1.88</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.80</sub> , Al <sub>0.20</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.98</sub> Si <sub>3.16</sub>
Ca 116o	Ca <sub>1.82</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.86</sub> , Al <sub>0.14</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.18</sub>
Ca 120d	Ca <sub>1.83</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.72</sub> , Al <sub>0.28</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.99</sub> Si <sub>3.18</sub>
Ca 147a	Ca <sub>1.83</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.74</sub> , Al <sub>0.26</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.01</sub> Si <sub>3.16</sub>



Ca 147g	Ca <sub>1.80</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.77</sub> , Al <sub>0.23</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.02</sub> Si <sub>3.17</sub>
Ca 148i	Ca <sub>1.86</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.80</sub> , Al <sub>0.20</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.00</sub> Si <sub>3.14</sub>
Ca 221c	Ca <sub>1.84</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.85</sub> , Al <sub>0.15</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>1.87</sub> Si <sub>3.28</sub>
Kgl 6a	Ca <sub>1.87</sub> (Fe <sup>+++</sup> <sub>0.68</sub> , Al <sub>0.32</sub> ) <sub>1.00</sub> Al <sub>2.01</sub> Si <sub>3.12</sub>

### Anthophyllit

Atom-%	Mg	Al	Si	Ca	Fe
Proben.-Nr					
Ca 381b	13.76	2.72	20.10	2.07	0.63

Ca 381b (Ca<sub>0.79</sub>, Mg<sub>1.21</sub>)<sub>2.00</sub> (Mg<sub>4.05</sub>, Fe<sup>++</sup><sub>0.24</sub>, Al<sub>0.52</sub>)<sub>4.81</sub> (Al<sub>0.52</sub>, Si<sub>7.68</sub>)<sub>8.20</sub>

### Talk

Atom-%	Mg	Al	Si	Fe
Proben.-Nr				
Ca 381a	13.01	0.88	21.41	0.82

Ca 381a (Mg<sub>2.44</sub>, Fe<sub>0.39</sub>, Al<sub>0.09</sub>)<sub>2.92</sub> (Al<sub>0.08</sub>, Si<sub>4.01</sub>)<sub>4.09</sub>

Proben-Nr. Gestein

Ca 5	Scherzone
Ca 13	Scherzone (u.a. Lagenharnische)
Ca 91	massige pyroklastische Brekzie (Klasten: intermediäre - basische Vulkanite)
Ca 110	geschieberte pyroklastische Brekzie (Klasten: basische Vulkanite)
Ca 112	geschieberte pyroklastische Brekzie (Klasten: basische Vulkanite)
Ca 116	pyroklastische Chloritschiefer (intermediäre - mafische Pyroklastika).
Ca 221	Scherzone (Ausschnitt einer Fiederspalte)
Ca 307	pyroklastischer Chloritschiefer
Ca 381	Anthophyllit-Talk-Chlorit-Schiefer
Kgl 6	intermediäres Vulkanitgeröll des Carrier-Konglomerats
Kgl 14	intermediäres Vulkanitgeröll des Carrier-Konglomerats

## EDX-Analysen - Mt. Bruce-Gebiet - Millen-Schiefer

### Grammatit

Proben Nr.	Atom-% Mg	Al	Si	Ca	Fe
B4c	10.45	--	21.54	5.06	2.18
B4e	10.40	--	21.56	4.99	2.27
B8a	11.82	--	21.36	5.03	1.10

B4c	Ca <sub>1.93</sub> (Mg <sub>4.00</sub> , Fe <sub>0.83</sub> ) <sub>4.83</sub> Si <sub>8.23</sub>
B4e	Ca <sub>1.91</sub> (Mg <sub>3.97</sub> , Fe <sub>0.87</sub> ) <sub>4.84</sub> Si <sub>8.24</sub>
B8a	Ca <sub>1.92</sub> (Mg <sub>4.51</sub> , Fe <sub>0.42</sub> ) <sub>4.93</sub> Si <sub>8.15</sub>

### Talk

Proben Nr.	Atom-% Mg	Si	Fe
B4b	14.55	22.58	1.58
B4f	14.31	22.54	1.88
B8b	14.08	22.61	2.00
B8c	14.17	22.57	1.98

B4b	(Mg <sub>2.63</sub> , Fe <sub>0.29</sub> ) <sub>2.92</sub> Si <sub>4.08</sub>
B4f	(Mg <sub>2.59</sub> , Fe <sub>0.34</sub> ) <sub>2.93</sub> Si <sub>4.07</sub>
B8b	(Mg <sub>2.55</sub> , Fe <sub>0.36</sub> ) <sub>2.91</sub> Si <sub>4.10</sub>
B8c	(Mg <sub>2.56</sub> , Fe <sub>0.36</sub> ) <sub>2.92</sub> Si <sub>4.08</sub>

### Chlorit

Proben Nr.	Atom-% Al	Si	Fe	Mg	Cr
B8f	8.74	13.20	5.44	13.40	0.34
B6b	10.98	12.16	6.67	11.27	--

B8f	(Mg <sub>3.26</sub> , Fe <sub>1.32</sub> , Cr <sub>0.01</sub> , Al <sub>1.06</sub> ) <sub>5.65</sub> (Al <sub>1.05</sub> , Si <sub>3.21</sub> ) <sub>4.26</sub>
B8b	(Mg <sub>2.73</sub> , Fe <sub>1.62</sub> , Al <sub>1.34</sub> ) <sub>5.71</sub> (Al <sub>1.33</sub> , Si <sub>2.95</sub> ) <sub>4.28</sub>

### Proben-Nr. Gestein

B4	metapyroklastisches Gestein, basisch
B6	Metapsammit
B8	metapyroklastisches Gestein, basisch

**EDX-Analysen - östliche Lanterman Range - Husky-Konglomerat**

**Chlorit**

Atom-%	Al	Si	Fe	Mg	Cr
Proben-Nr.					
L2b	10.70	12.21	4.74	13.41	0.13
L4g	10.34	12.41	9.41	9.04	
L6a	11.04	11.99	5.79	12.42	

L2b	(Mg <sub>3.24</sub> , Fe <sub>1.18</sub> , Cr <sub>0.03</sub> , Al <sub>1.30</sub> )5.75 (Al <sub>1.29</sub> , Si <sub>2.95</sub> )4.24
L4g	(Mg <sub>2.19</sub> , Fe <sub>2.28</sub> , Al <sub>1.26</sub> )5.73 (Al <sub>1.25</sub> , Si <sub>3.01</sub> )4.26
L6a	(Mg <sub>3.01</sub> , Fe <sub>1.40</sub> , Al <sub>1.34</sub> )5.75 (Al <sub>1.33</sub> , Si <sub>2.90</sub> )4.23

**Amphibol**

Atom-%	Na	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Cr
Proben-Nr.							
L2a	--	9.07	2.35	19.90	4.65	2.80	--
L2c	0.46	9.26	2.42	20.04	4.59	2.72	--
L2f	0.54	8.32	3.11	19.54	4.53	3.44	0.09
L6b	--	10.27	0.63	21.28	4.76	2.27	--
L7e	--	9.06	2.60	20.19	4.67	2.75	--
L7g	--	10.11	1.00	20.81	4.70	2.19	--
L8c	--	10.40	0.62	21.80	4.93	2.41	--
L8d	--	10.19	0.91	21.04	4.79	2.18	0.12
L8e	--	10.31	0.59	21.28	4.82	2.20	--
L10a	0.56	9.15	2.15	20.20	4.67	2.77	--

L2a	Ca <sub>1.78</sub> (Mg <sub>3.51</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>1.08</sub> , (Al <sub>0.46</sub> ))5.07 (Al <sub>0.45</sub> , Si <sub>7.71</sub> )8.16
L2c	Na <sub>0.17</sub> Ca <sub>1.74</sub> (Mg <sub>3.52</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>1.03</sub> , (Al <sub>0.38</sub> ))4.93 (Al <sub>0.54</sub> , Si <sub>7.67</sub> )8.21
L6b	Ca <sub>1.82</sub> (Mg <sub>3.92</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>0.86</sub> , (Al <sub>0.12</sub> ))4.90 (Al <sub>0.12</sub> , Si <sub>8.14</sub> )8.26
L7e	Ca <sub>1.78</sub> (Mg <sub>3.46</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>1.05</sub> , (Al <sub>0.50</sub> ))5.01 (Al <sub>0.49</sub> , Si <sub>7.71</sub> )8.20
L7g	Ca <sub>1.82</sub> (Mg <sub>3.91</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>0.85</sub> , (Al <sub>0.20</sub> ))4.96 (Al <sub>0.19</sub> , Si <sub>8.04</sub> )8.23
L8c	Ca <sub>1.84</sub> (Mg <sub>3.89</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>0.90</sub> , (Al <sub>0.12</sub> ))4.91 (Al <sub>0.11</sub> , Si <sub>8.14</sub> )8.25
L8d	Ca <sub>1.83</sub> (Mg <sub>3.89</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>0.83</sub> , (Al <sub>0.15</sub> , Cr <sub>0.05</sub> ))4.92 (Al <sub>0.20</sub> , Si <sub>8.05</sub> )8.25
L8e	Ca <sub>1.84</sub> (Mg <sub>3.94</sub> , Fe <sup>++</sup> <sub>0.84</sub> , (Al <sub>0.12</sub> ))4.90 (Al <sub>0.11</sub> , Si <sub>8.14</sub> )8.25

**Talk**

Atom-%	Mg	Si	Fe
Proben-Nr.			
L8a	14.31	22.69	1.65
L8b	14.08	22.61	2.00

L8a (Mg<sub>2.59</sub>,Fe<sub>0.30</sub>)<sub>2.89</sub> Si<sub>4.12</sub>  
L8b (Mg<sub>2.54</sub>,Fe<sub>0.36</sub>)<sub>2.90</sub> Si<sub>4.09</sub>

Proben-Nr. Gestein

L2 Tonalit (?)geröll aus dem Husky-Konglomerat  
L4 Chlorit-Schiefer (Husky-Konglomerat)  
L6 Aktinolith-Chlorit-Schiefer (Husky-Konglomerat)  
L7 Tonalit (?)geröll aus dem Husky-Konglomerat  
L8 talkführender Aktinolith-Schiefer (Husky-Konglomerat)  
L10 Metapyroklastit (Husky-Konglomerat)