6. Tektonische Entwicklung

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen legen nahe, auch bei der Analyse von Struktur und Tektonik die mit dem Unteren Allochthon vergleichbaren Sedimente und die dem Oberen Allochthon ähnlicheren grundgebirgsassoziierten Gesteine jeweils getrennt zu untersuchen. Für die Bearbeitung stellt sich vor allem im westlichen Teil mit grundgebirgsassoziierten Gesteinen die Frage, wie ähnlich gerichtete Bewegungen voneinander zu unterscheiden sind. Aufgrund der im Arbeitsgebiet vorliegenden Aufschlußverhältnisse liegt der hauptsächliche, zentrale Ansatzpunkt in der gleichzeitigen Untersuchung und statistischen Trennung von Schichtung und Schieferung. Die Ergebnisse aus den vorstehenden Kapiteln dienen als Ansatzpunkt, von dem aus lokal beobachtete Geometrien und Bewegungen interpretiert werden. Der Begriff ‘statistisch‘ ist dabei in einem weiter gefaßten Sinn als beispielsweise in Wallbrecher (1986) zu verstehen (Kap. 6.3.3 & 6.3.4).

6.1 Übersicht und Zusammenfassung

Im Unterschied zum Unteren Allochthon steht für das Mittlere Allochthon, wie bereits in Abb. 0.3 (Zachrisson 1996) dargestellt, das Ein-Deckenkonzept Kullings (Kulling 1941) noch immer im Mittelpunkt der Vorstellungen. Ein erster Vorstoß weg von diesem Konzept wird in Greiling (1984, 1985) gemacht. Dort wird von Scherkörpern unterschiedlicher Größe im Dekameter- bis Kilometermaßstab ausgegangen und die Vorstellung einer in (wenige) Decken aufgeteilten Deckeneinheit eingeführt. Über die genaue Art des Deckenbaus besteht nach wie vor Ungewißheit.

Im vorliegenden Kapitel wird versucht, den internen Bau der Deckeneinheit zu quantifizieren. Grundsätzlich ergeben sich mit dem Unteren Allochthon vergleichbare Abmessungen der Decken (Kapitel 3 & 4). Als Basis für diese Strukturierung dient das in den vorangegangenen Kapiteln eingeführte kompilierte Säulenprofil für das Deckgebirge (Kapitel 3 - 5). Gesteinsmechanische Erläuterungen bzw. die Grundlagen, die zeigen, in welcher Weise sich diese Strukturierung in einen sinnvollen Zusammenhang mit der Entwicklung des Frontbereiches des orogenen Keils stellen läßt, werden zum Ende dieser Arbeit dargestellt (Kapitel 7).

Im Zuge dieser Strukturierung der Deckeneinheit werden die Lithologien des Grundgebirges nicht mehr als weitgehend ungeteilte Unterlage der Sedimente angesehen, sondern in einzelne Schuppen (siehe Karte, Abb. 0.4) gegliedert. Für diese Gliederung in Decken sind nicht ausschließlich auftretende Wechsel zwischen grundgebirgsassoziierten Gesteinen und Sedimenten bestimmender Faktor. Deformationswechsel, Orientierung der Foliation, lithologische Wechsel sowie im Streichen verfolgbare lithologische Assoziationen fließen ebenfalls in die Überlegungen mit ein und können den Verlauf von Deckengrenzen auch ohne Beobachtung von Sedimenten aufzeigen. Die reduzierte Mächtigkeit des Deckgebirges wird daher in der vorliegenden Arbeit in den Decken, in denen grundgebirgsassoziierte Gesteine stark vertreten sind, nicht als Ergebnis von tektonischen Prozessen, beispielsweise tiefer oder unregelmäßig einschneidenden Überschiebungsbahnen, interpretiert, sondern nach den Vorstellungen aus Kapitel 3, 4 als primär nicht mächtiger entwickelt aufgefaßt.

Verhältnismäßig schwach deformierte Sedimente auf mehrphasig deformierten grundgebirgsassoziierten Lithologien (Grankullen, Harrvik, Slussfors siehe auch Kapitel 3), begründen eine Einteilung in Decken auf einfache Weise. Wo diese Sedimente jedoch fehlen, kann es mitunter nötig werden, die Fortsetzung der Decken in ihrem Streichen unter Berücksichtigung wechselnder Deformation in Transportrichtung zu suchen. Dies bedeutet umgekehrt, senkrecht zum Streichen verfolgbare Veränderungen der Deformation als mögliche Hinweise auf Deckengrenzen zu verstehen. Dieser Bezug entsteht vor allem dann, wenn in Transportrichtung eine sprunghaft zunehmende Deformation festgestellt wird, die anschließend (in der liegenden Decke) langsam ausklingt. Dies wurde bereits anhand der Beispiele aus den Einmündungen des Dikaån in den Vojmsjön (Abb. 6.1) und des Dalsån in den Dikaån beschrieben. Dieser Ansatz der Strukturierung des Grundgebirges wurde in dieser Form erstmals für

A

B

C

Abb. 6.1: *Beispiel einer leicht erkennbaren Überschiebungsbahn von Kristallin über stark deformierten Sedimenten vom nordwestlichen Ende des Vojmsjön. A) Überschiebungsbahn aus der Nähe. B) Gesamtansicht des Aufschlusses. C) Die Ansicht in die Gegenseite über den See zeigt die Verfolgbarkeit dieser Grenze im Gelände (zwischen den beiden Felsen im See).*

Hammer und Rucksack können in allen drei Abbildungen als Orientierungshilfe verwendet werden. Der Hammerstiel liegt subparallel zum Ausstrich der Überschiebungsbahn. Diese Deckengrenze liegt am Zufluß des Dikaån in den Vojmsjön (wenn der Stausee Vojmsjön nicht geflutet ist).

das bearbeitete Gebiet von Bartusch (1995, 1998) und anschließend von Bartusch & Febbroni (1998), Bartusch (1999) und Bartusch & Greiling (1999) vorgestellt.

Die im Mittleren Allochthon vorhandenen Überschiebungsbahnen werden in der vorliegenden Arbeit in drei Gruppen unterteilt. Die erste Gruppe trennt die Scherkörper im höher metamorphen westlichen Teil (Abb. 6.5). Die zweite Gruppe von Scherbahnen unterteilt die Sedimente im Osten sowie Körper, die intern durch Überschiebungen der ersten Gruppe gegliedert sind. Auch die Scherbahn an der Basis und auf der Ostseite der höher metamorphen Bereiche, zählt hierzu (Abb. 4.1 ff., 6.1 & 6.5). Die dritte Gruppe von Scherbahnen sind durchbrechende Überschiebungen, die die Überschiebungsbahnen der zweiten Gruppe und der ersten Gruppe schneiden (Abb. 4.1 ff.). Sie wurden im östlichen Bereich der Sedimente nachgewiesen (Kapitel 4). Diese Scherbahnen sind mit Bewegungen im darunter liegenden Unteren Allochthon assoziiert. Diese Scherbahnen der dritten Gruppe werden im Hinblick auf ihren geometrischen Bezug weiter differenziert (Beschreibung zu Abb. 6.14, Abb. 6.20). Die statistische Auswertung von Klüftung und Foliation für den höher metamorphen Bereich östlich von Dikanäs zeigt deutlich diese dreiphasige Deformation des Dekkenbaus mit abschließender passiver Deformation beim passiven Transport auf dem Unteren Allochthon (Abb. 6.18 ff., 6.13 & 6.14, Kapitel 6.4). Deformationen des passiven Transports sind dabei äbhängig von der Entwicklung des tektonischen Baus im Unteren Allochthon. Daher sind in verschieden Teilen des Mittleren Allochthons unterschiedliche Auswirkungen dieser Deformationsphase zu erwarten. Aus diesem Grund können eine ganze Reihe von Defomationen unterschiedlichster Art dieser Deformationsphase zugeordnet werden (durchbrechende Überschiebungen, rückwärts gerichtete bzw. reverse Überschiebungen, Transpressionsstrukturen, passive Rotation der Decken mit kleinräumigen Dehnungsbewegungen, push-up Faltung).

Im weniger metamorphen, östlichen Teil des Mittleren Allochthons ist, im Gegensatz zu den allgemein steil verstellten Schuppen im westlichen Teil, die Lagerung weitgehend flach. Die vorhandenen Fallwerte bis ca. 30° nach Westen sind mit den Rampen im Deckenbau, Werte darüber im wesentlichen mit den durchbrechenden Überschiebungen der dritten Deformationsphase assoziiert. Nicht selten sind in diesen relativ flach lagernden Decken der Deckeneinheit auch nach Osten fallende Bereiche zu finden. Diese sind durch Rampenbildung beim passiven Transport auf dem Unteren Allochthon, durch Schleppung hinter durchbrechenden Überschiebungen oder von unten gegen die Deckeneinheit schiebende Decken des Unteren Allochthons zu erklären.

Stärker entwickelte, nach Osten geneigte geschlossene, oder sogar enge Faltung wird in den östlichen Teilen der Deckeneinheit als Hinweis auf Scherbahnen verstanden. Die stärkste und ausgedehnteste Verfaltung dieser Art wurde bisher direkt östlich der höher metamorphen Gesteine in Sjöland festgestellt (Abb. 6.16 & 6.17). Im Gegensatz zu den wesentlich kleinräumiger und schwächer ausgebildeten Falten im Osten signalisiert diese durch ihre Ausdehnung von nördlich von Bergland bis südlich von Sjöland die Nähe zu den westlich daran anschließenden höher metamorphen Decken des Grundgebirges. Diese sind nach der Auffassung der vorliegenden Arbeit als mehr oder weniger eigenständiger Block, in die Sedimente transportiert worden, wodurch diese Großfalte auf der Ostseite entstehen konnte. Speziell diese Faltung ist demnach nicht der dritten, passiven Phase, sondern der zweiten Phase des Deckentransports zuzurechnen.

6.2 Deckengrenzen und Metamorphose

Vor der tektonischen Bearbeitung ist zu klären, welche Gesteine in die Bearbeitung als Gesteine des Mittleren Allochthons eingeflossen sind. Der größte Diskussionsbedarf in diesem Zusammenhang besteht in der Frage der Ziehung der Deckengrenze zwischen Mittlerem und Oberem Allochthon. Da hier die Lithologien äußerlich auf beiden Seiten der Deckeneinheit sehr ähnlich sein können, wird im allgemeinen auf die Verwendung des Indexminerals Granat für die Zuordnung des jeweiligen Gesteins zum Oberen Allochthon zurück gegriffen. Im besonderen ergeben sich bei diesem Vorgehen jedoch Zweifel an der Zuordnung, wobei abweichende Vorgehensweisen von dieser allgemeinen Verwendung des Granats als Indexmineral für das Obere Allochthon im folgenden anhand einiger Beispiele erklärt wird.

Östlich von Slussfors, läßt sich im Mittleren Allochthon durch verstärktes Auftreten von Sedimenten in den Schuppen die Existenz von Scherbahnen auf der geo-

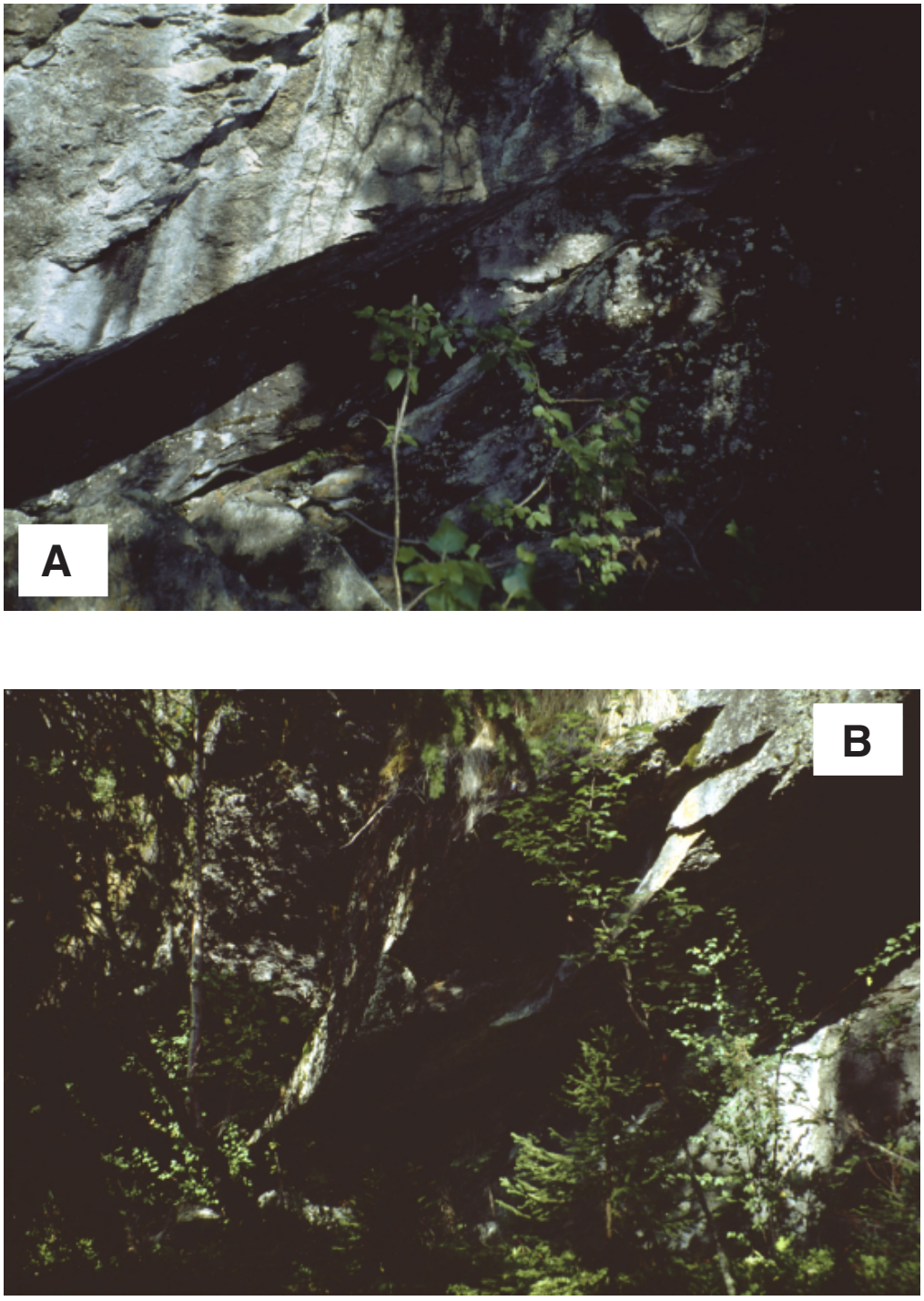


Abb. 6.2: *Überschiebungsbahn innerhalb der schwarzen schiefrigen Mylonite. A. Überschiebungsbahn von der Seite. Das etwas dunklere Gestein unter dem Vorsprung ist der Mylonit unter der Überschiebungsfläche. Die Überschiebungsfläche entspricht der Unterseite des Vorsprungs. Auf dieser Fläche sind große Harnische vorhanden. Der Bildausschnitt erfaßt eine Breite von etwa zwei Metern. B. Gesamtansicht eines Aufschlusses etwa vierhundert Meter östlich von A. Auch in diesem Fall bildet die Unterseite am großen Vorsprung die Überschiebungsfläche. Auch hier ist der Mylonit direkt darunter, auf der Unterseite sind handbreite Harnische zu finden (Bartusch 1995). Die kleine Fichte rechts im Zentrum ist etwa 1,50 m hoch.*

logischen Karte einfach zeigen (Febbroni 1997). Die Abfolge von abwechselnd Sediment- und Kristallingesteinen kommt dem Idealfall für den Nachweis des Deckenbaus nahe. Obwohl diese Abfolge östlich von Dikanäs schwieriger nachvollziehbar ist als in Slussfors, gibt es hier ebenfalls Beispiele, unter anderem am Zufluß des Dikaån in den Vojmsjön (Abb. 6.1 & 6.2). Diese Beispiele haben wesentlich zur Entwicklung vom Profil II in Abb. 3.3 beigetragen. In diesen Sedimenten sind im Gegensatz zu den Sedimenten im östlichen Teil der Deckeneinheit aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit, ihres hohen Quarzgehaltes und ihrem Auftreten in der Nähe von Überschiebungsbahnen primäre Strukturen kaum erhalten.

Während im Mittleren Allochthon bei Dikanäs östlich des Deckenrandes des Oberen Allochthons nur braune Biotite vorhanden sind, existieren Granate in einem kleinen Fenster im Oberen Allochthon westlich von Dikanäs. In Slussfors, am Nordende des Arbeitsgebietes zur vorliegenden Arbeit, sind dagegen verbreitet Bildungen von Granat sowie retrograd zu Feldspat umgewandeltem Granat östlich des Ostrandes des Oberen Allochthons anzutreffen (Abb. C.30). So führt die ausschließliche Orientierung an Granat als Indexmineral für das amphibolitfazielle Obere Allochthon zu einem völlig anderen Verlauf der Deckengrenze als die Orientierung an lithologischen Fortsetzungen im Streichen. Unmittelbar in Slussfors beträgt dieser Unterschied etwa einen Kilometer senkrecht zum Streichen der Deckengrenze.

Ähnlich verhält sich dies nordöstlich des Gardsjön in Akkan. Der hier auftretende Gneis beinhaltet viel Muskovit und vereinzelt retrograd umgewandelte Granate. Diese Beobachtung führt also – werden die Granate als ausschließliches Kriterium angewendet – zur Zuordnung der Gesteine zum Oberen Allochthon. Die direkt auflagernden Arkosen und Tonschiefer, sowie die unterlagernden Tonschiefer sprechen dagegen für eine Zuordung zu den grundgebirgsassoziierten Gesteinen des Mittleren Allochthons. Dafür spricht auch, daß der gleiche Gneis ohne retrograd umgewandelte Granate in mehreren Aufschlüssen am Daikanberget, am Westende des Vojmsjön und in Bergland auftritt. Außerdem läßt sich in diesen anderen Lokalitäten anhand der lithologischen Assoziationen erkennen, daß sich dieser Gneis in die grundgebirgsassoziierten Gesteine des Mittleren Allochthons einfügt.

In den schiefrigen Gneisen und Myloniten nördlich und östlich von Ankarsund bzw. östlich und südöstlich des Gärdsjön bis an die Deckengrenze westlich von Flakaträsk treten in Schiefern an Scherbahnen verstärkt Muskovitbildungen auf. Diese können aufgrund der lithologischen Beobachtungen im Vojmsjön-Gebiet den schwarzen schiefrigen Myloniten zugeordnet werden (Abb. 6.2). Diese Gesteine westlich von Flakaträsk sind jedoch leicht mit Tonschiefern des Deckgebirges, bei muskovitreicher Zusammensetzung mit dem Oberen Allochthon verwechselbar. Der Beleg für die Zuordnung zum Mittleren Allochthon wird – wie beim Kristallin in Akkan – durch über- und unterlagernde muskovitarme Tonschiefer, in einem Fall sogar grüne Arkosen des Deckgebirges des Mittleren Allochthons erbracht. Vereinzelt sind in diesen Tonschiefern des Deckgebirges im Dünnschliff retrograd umgewandelte Granate beobachtet worden (Abb. C.30). Diese sehr vereinzelten Granatbildungen beschränken sich jedoch auf wenige Tonschieferhorizonte, während in den dem Grundgebirge zuzuordnenden Gesteinen zwischen Akkan, Strömsund, Ankarsund und Flakaträsk retrograd umgewandelte Granate sehr häufig sind.

Dazu zählt auch eine Gruppe von Gesteinen am Gardsjöbäcken, die dort und im Umfeld an mehreren Stellen aufgeschlossen sind. Diese Gesteine sind im Gelände deshalb auffällig, weil sie einerseits Deformationsmerkmale des Grundgebirges, andererseits in ihrer Zusammensetzung den Sedimenten des Deckgebirges ähnlich sind. Im Dünnschliff wird anhand gerundeter Feldspäte schnell deutlich, daß diese Gesteine als Sedimente anzusprechen sind. Darüber hinaus enthalten sie aber auch überdurchschnittlich viele retrograd umgewandelte Granate. Bei diesen Gesteinen könnte es sich nun um bereits vor der kaledonsichen Orogenese in den Baltischen Schild verfaltete Sedimente handeln, wie dies östlich des orogenen Keils beobachtet werden kann. Dafür spricht auch ein durch diese Interpretation wesentlich vereinfachtes Kartenbild. Auf die Einführung und Unterscheidung dieser Lithologien wurde allerdings in der vorliegenden Arbeit verzichtet, da Kriterien für eine erschöpfende Abgrenzung zu den Sedimenten des Deckgebirges noch nicht aufgezigt werden können. Der Grund dafür liegt wiederum vor allem im nicht hinlänglich erarbeiteten Zusammenhang zwischen den Lithologien des Deckgebirges, der ja erst in der vorliegenden Arbeit als Arbeitshypothese vorgestellt wird (Kapitel 3). Dadurch fehlen dann auch die strukturellen Gesichtspunkte, welche die Vereinfachung des Kartenbildes als Argument erst zum Tragen brächten.

Auf die an der Grenze zum Unteren Allochthon bestehenden Unsicherheiten bei der Trennung der Lithologien anhand des Metamorphosegrades wurde bereits in Kapitel 3 eingegangen. Zusammenfassend gibt es im wesentlichen Ähnlichkeiten zwischen den Arkosen, vor allem aber bei den Tonschiefern und den roten Konglomeraten beider Deckeneinheiten. Gewöhnlich können

Abb. 6.3: Blick vom Südufer des Vojmsjön am westlichen Hidberget/Sjöland Richtung Dajkanvik am Norduf er.

Abb. 6.4: *Die Deckenüberschiebungsgrenze zum Unteren Allochthon ist auf der Nordostseite des Grotjaur aufgeschlossen. Sie ist entlang des Hügels in Form einer Geländekerbe bis über die Straße 200 m östlich hinweg verfolgbar. Alle eingezeichneten Linien sind im Aufschluß nachvollziehbar. Über der Deckenüberschiebungsbahn folgen schiefrige graue Arkosen, welche den unteren Arkosen (Muorjevare, Kapitel D.1) zugeordnet wurden. Darüber folgen grüne Arkosen. Diese sind hier schon von der Basis an gröber sortiert als andernorts (gewöhnlich zwischen Mittelsand und Feinkies).* *(Foto: R.O. Greiling)*

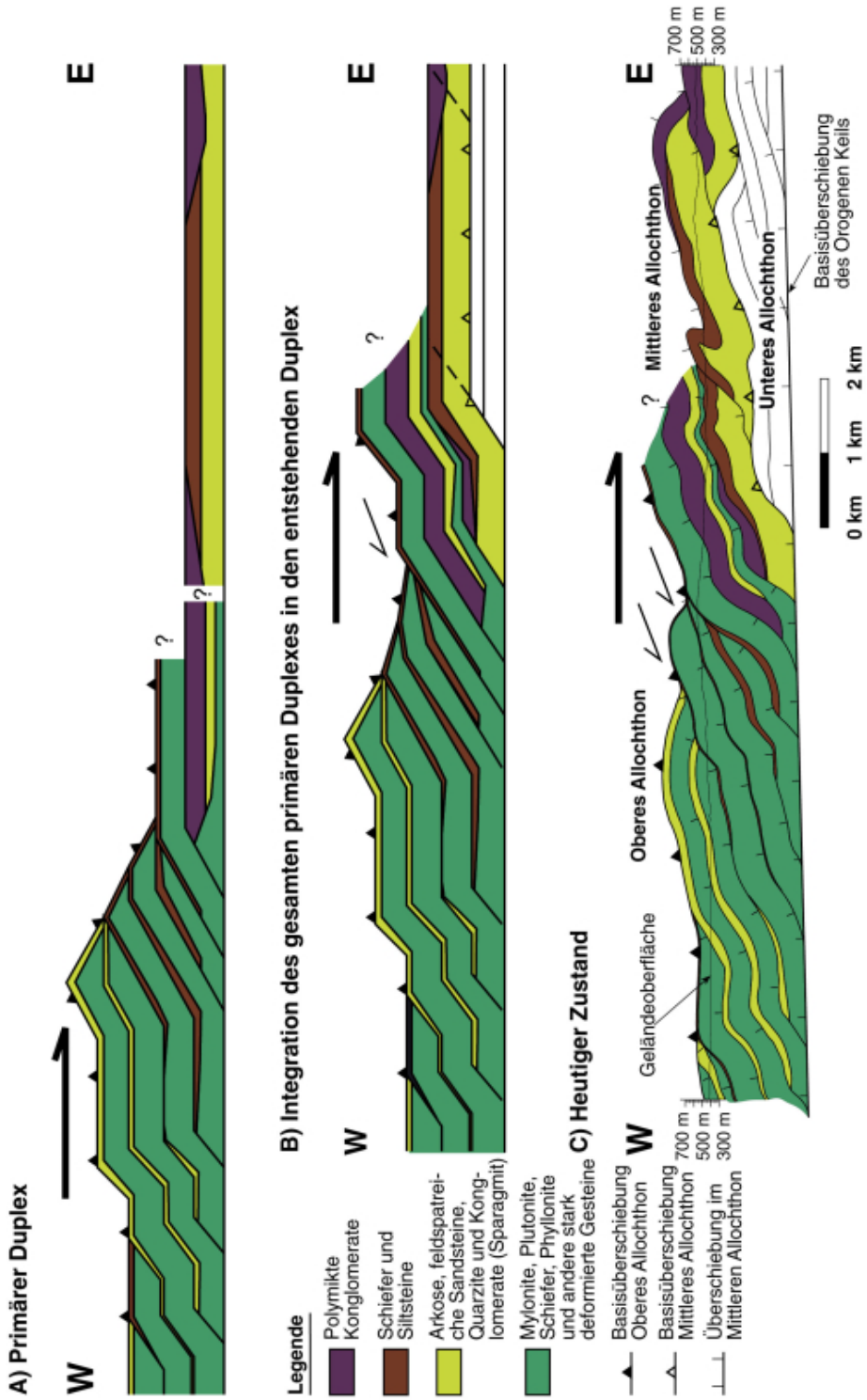


Abb. 6.5: *Ein Beispiel für die Entwicklung der Duplexstrukturen anhand einer Teilbilanzierung aus dem Schnitt C-C´ in Abb. 4.4. Während Abb. C den heutigen Zustand darstellt, zeigt Abb. A und B die Entwicklung vom Trasnport eines primären Duplexes in die sedimentären Abfolgen östlich davon. Alle Transportenergie wurde auf die Stirnseite dieses primären Duplexes übertragen. Gleichzeitig kam es in der zweiten Phase aufgrund von Übersteilung hinter der Stirn der ersten Phase zu Abschiebung entlang ehemaliger Aufschiebungen. Bilanziert wurde die zweite Phase des Deckentransportes. Wie der lithologische Aufbau der Decken zeigt führt die Rückformung auf ein Sedimentationsbecken mit Begrenzung im Westen!*

Unterschiede im Dünnschliff gefunden werden (Abb. C.30). In einigen Fällen (z.B. quarzreichere Proben der Grauen Arkosen) ist dies mit Hilfe von Dünnschliffen nicht mehr zweifelsfrei möglich. In diesen Fällen wurde auf lithologische Assoziationen geachtet.

Zusammenfassend sind im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit Indexminerale für den Grad der Metamorphose als ein im allgemeinen geeignetes, im besonderen aber nur eingeschränkt anwendbares Kriterium für die Zuordnung der Gesteine zur jeweiligen Deckeneinheit zu bewerten. Eine Erweiterung der Kriterien auf erkennbare Deformationsphasen, lithologische Entsprechungen im Streichen, lithologische Veränderungen senkrecht zum Streichen, einen sinnvollen tektonischen Bau hinsichtlich der Deckeneinheit und des gesamten Bereichs im orogenen Keil, sowie eine Orientierung an möglichen Bildungspotentialen für die verwendeten Indexminerale für die vorhandene Metamorphose in den verschiedenen Lithologien ist daher notwendig.

6.3 Deckenbau und Deformation

In einem ersten Schritt wird die Konzeption des tektonischen Modells der vorliegeden Arbeit aus den makrotektonischen und statistischen Beobachtungen und Erkenntnissen entwickelt (Kap. 6.3.2 - 6.3.5).

6.3.1 Deformationsphasen und Datentrennung

In den Arbeiten von Greiling 1984, 1985, 1989 werden insgesamt sechs Deformationsphasen (D1-D6) für das Mittlere Allochthon angesprochen. Die ersten drei sind im Grundgebirge im Aufschluß zu beobachten. Die letzten drei, durch Deformation beim passiven Transport auf dem Unteren Allochthon hervorgerufen, sind eher bei der Zusammenstellung der Karten, als in den Aufschlüssen erkennbar. Die größte Schwierigkeit, D1-D3 in den Grundgebirgsaufschlüssen einander zuzuordnen, entsteht durch die mehrphasige, ähnlich gerichtete Deformation und Vielfalt von Lithologien. Darüber hinaus erschwert die unterschiedliche Präsenz der Deformationen in den einzelnen Aufschlüssen die Zuordnung. Die ersten drei Deformationen –

D1: penetrative Foliation und lokale Ausbildung von enger bis isoklinaler Faltung

D2: hauptsächlich zylindrische Faltung, mit Runzelschieferung auf den Achsenflächen assoziiert

D3: Mylonitisierung; mylonitisches S-C-Gefüge und Streckungslineare in der Nähe von Scherbahnen

– lassen sich, sofern die älteren Deformationen überhaupt vorhanden sind, wegen ihrer im einzelnen sehr unterschiedlich ausgeprägten Ausbildung nicht ohne weiteres eindeutig zuordnen. Meistens sind nur Merkmale einer oder zweier Deformationsphasen vorhanden. Gleichzeitig ist nicht unbedingt von vornherein ersichtlich, welcher der Deformationen die einzelnen Meßwerte zugeordet werden müssen. Zwar können innerhalb einiger Aufschlußgruppen mit gleichbleibender Deformation aus den jeweiligen Meßwerten erstellte Auswertungen graphische Trennungen der verschiedenen Phasen im Stereonetz vorgenommen werden, doch mit einer Ausdehnung der Wertegruppe über diese sehr lokalen Gebiete hinaus entsteht eine zunehmend schwieriger interpretierbare Streuung der Werte. Bei einer Ausdehnung im Kilometer-Bereich sind die einzelnen Phasen anhand individueller Zuordungen der Meßwerte graphisch nicht mehr erkennbar. Auch eine Teilidentifikation mit einer entsprechenden Zuordnung der umgebenden Werte hilft hier nicht weiter, da die Verschiebung der Werte im Stereonetz durch die Bewegungen beim passiven Transport eben genau diese Unterschiede verwischen würde.

Durch diese Ausgangslage entstand die Idee der vorliegenden quantitativen (statistischen) Auswertung (Kapitel 6.3.3, Abb. 6.7). Die Auswertung und die daraus folgenden Aussagen auf statistischer Basis bezieht sich auf eine zehn- bis fünfzigfache Datenmenge (Abb. 6.6 & 6.19 ff.).

6.3.2 Zweiphasige tektonische Entwicklung

Der erste Ansatz zur Interpretation der tektonischen Entwicklung im Mittleren Allochthon vor dem passiven Transport auf dem Unteren Allochthon entsteht in der vorliegenden Arbeit aufgrund der Konstruktion des Deckenbaus mit lokalen Anhäufungen von kleineren Deckenstapeln (Dikanäs, Slussfors, Abb. 6.5, 6.13) und aufgrund der bereits im Zusammenhang mit den Lithologien erwähnten Beobachtungen. Daraus wird für die Deckeneinheit eine zweiphasige Entwicklung des Deckenbaus abgeleitet, die im Laufe der Entwicklung der Deckeneinheit ineinander überleiten[6.1)]. In einer ersten Phase entstehen Deckenstapel bzw. Duplexe, in welchen hauptsächlich die höher metamorphen bzw. penetrativ deformierten Gesteine integriert werden (Abb. 2.1, 0.4, 4.2, 6.13). Der auffälligste unter diesen Deckenstapeln östlich von Dikanäs zwischen Bergland und Sjöland ist in Abb. 0.4, 4.2, 6.13 nur teilweise dargestellt. Eine Erweiterung der Karte nach Westen würde seinen Verlauf am Deckenrand des Oberen Allochthons entlang nach Südwesten dokumentieren. Der Deckenstapel östlich von Slussfors ist in Abb. 0.4, 4.2 & 6.13 aus Febbroni (1997) übernommen. Die Konstruktion dieses Deckenstapels östlich von Slussfors ist von den bisherigen Vorstellungen geprägt: (a) der Deckenbau wird nur aus der Abfolge Grundgebirge - Sedimente abgeleitet, b) der Deckenbau folgt einer allgemeinen, deckeneinheitsspezifischen Richtung, hier: ca. 30° Streichen, c) der Deckenbau besteht aus unterschiedlich großen, tektonisch verschieden stark zergliederten Decken, im allgemeinen ohne nachvollziehbare strukturelle Richtgrößen und ist daher gemessen an den Aussagen der vorliegenden Arbeit nur unklar nachvollziehbar. Eine entsprechende Nachbearbeitung der Geländebeobachtungen bzw. unter Einbeziehung neuer oder alternativer Aspekte der Geländebeobachtung steht hier noch aus. Eine kurze Geländebegehung als Übersicht im Rahmen der vorliegenden Arbeit und gleichzeitig zur Einführung von Febbroni in seine Geländetätigkeit zeigte klar und deutlich die Existenz dieses internen Deckenstapels. Der Einbezug anderer Autoren (siehe Febbroni 1997) und die Einarbeitung der klassischen Sicht in Febbroni (1997) zeigt im Vergleich zur vorliegenden Arbeit deutlich den wissenschaftlichen, noch ungeklärten Dissens zwischen dem Ansatz der vorliegenden Arbeit und eben jenem klassischen Ansatz aus Febbroni (1997).

Denkt man das in den vorstehenden Kapiteln entwickelten Beckenmodell an dieser Stelle unter Berücksichtigung felsmechanischer Aspekte (Kapitel 7) konsequent weiter, so ist es möglich, daß gerade die zum orogenen Keil subparallel verlaufenden Beckenränder in diesen Stapeln eingearbeitet sind. Aus mechanischer Sicht wäre dies begründbar, sofern sich mechanische material(lithologie)spezifische Beiwerte (Kompetenz) auf breiter Front vor dem orogenen Keil ändern und sich ein neues Gleichgewicht zwischen Hauptspannungsachse des Gesteins und tatsächlicher Hauptspannungsrichtung (Kapitel 7, Abb. 7.3) einstellt. Dem Deckgebirge auflagernde grundgebirgsassoziierte Gesteine sind auch im Unteren Allochthon des Børgefjell-Fensters bekannt (Greiling et al. 1989). Auch hier sind ähnliche mechanisch bestimmte, tektonische Verhältnisse anzunehmen.

Ähnliche, vergleichbare Gebilde (Deckenstapel, antiformal stacks) sind aus dem Deckenbau des Unteren Allochthons bekannt (z.B. Njakafjäll, Tärnaån, Børgefjell, Greiling et al. 1998). Ihre Entdeckung beruht im wesentlich auf der für das Untere Allochthon zur Verfügung stehenden Lithostratigraphie (Abb. 1.1). Die bisher bekannte geometrische Verteilung und Größe solcher Antiformen der ersten Phase der Deckenstapelung im Mittleren Allochthon (Dikanäs, Slussfors, darüber hinaus südwestliches Ende des Børgefjell, Hetenjaure, Fjällfjäll) lassen darauf schließen, daß diese im Mittleren Allochthon eine Größenordnung kleiner (um ein Zehntel kleiner) entwickelt sind, ihre Anzahl dagegen deutlich höher und ihr gegenseitiger Abstand daher vermutlich ebenfalls eine Größenordnung geringer ist. Diese Zweiteilung der Deckenstapelung bzw.

6.1) An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, daß die bisher besprochene lithologische Abfolge der Sedimente einen wesentlichen Einfluß auf die Konstruktion dieses Deckenbaus hat. Würden die Konglomerate zusammengefaßt oder würde das Prinzip der Minimierung der Mächtigkeiten nicht eingeführt (Kapitel 3.1), würden Mächtigkeits- und Deckenbauvarianzen entstehen, die die folgende tektonische Interpretation als kontinuierlichen Prozess unmöglich machten. Um dann die Interpretation des tektonischen Prozesses als in sich geschlossen und/oder einphasig darzustellen, würde es vieler spekulativer oder ungenauer Interpretation bedürfen. Nur dadurch läßt sich an der Existenz der kleineren Deckenstapel vorbei interpretieren und lassen sich die untereinander ähnlichen Mächtigkeiten der Decken in diesen kleineren Deckenstapeln auf die im Rahmen der bisherigen Annahmen zum lithologischen Aufbau der Sedimente sehr viel mächtigeren Decken aus diesen Sedimenten im östlichen Teil der Deckeneinheit erhöhen. Eine weitere, noch einfachere Konzeption, die schlicht dem Ansatz von in sich unterschiedlich mächtigen Decken verschiedener Ausdehnung folgt (Greiling, 1989), läßt sich nur schwerlich einem quantitativ beschreibbaren deckentektonischen Prozess zuordnen. In dem dann vorliegenden Fall bleibt für die Darstellung tektonischer Zusammenhänge nur der Rückzug in mikrotektonische und petrologische Aspekte. In allen diesen Fällen wäre darüber hinaus die Anknüpfung an die Prozesse im Unteren Allochton undenkbar. Schon allein aus diesem Grund wird die höhere Problemauflösungskapazität des Ansatzes der vorliegenden Arbeit mit Hilfe der systematischen Methode zur interessanten Alternative.

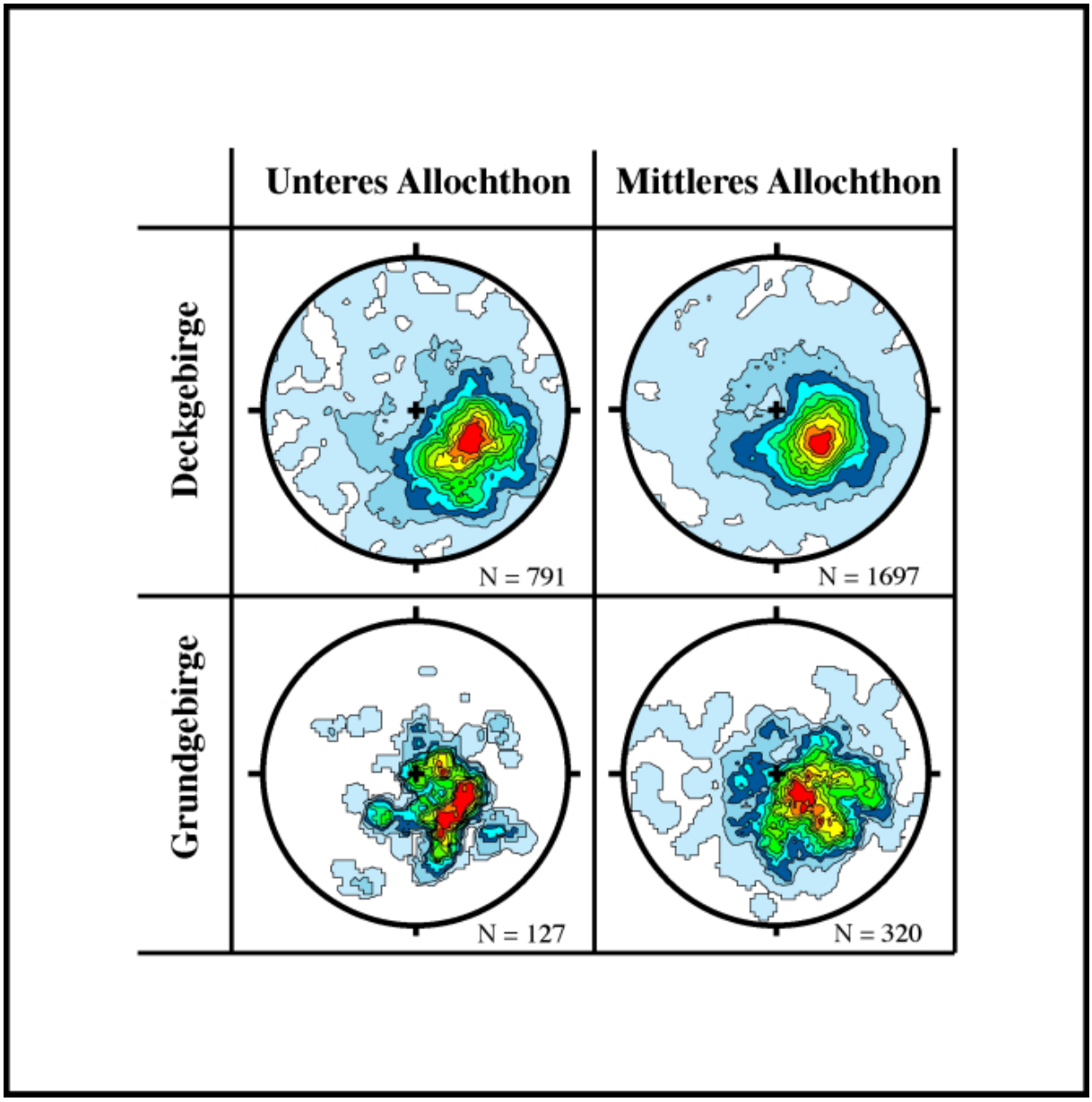


Abb. 6.6: *Verteilung der Pole von Schichtflächen (Deckgebirge) und Schieferung (Grundgebirge, alle Messungen) im Mittleren und Unteren Allochthon. Die Werteverteilungen zeigen Gemeinsamkeiten zwischen jeweils Deck- und Grundgebirge und nicht zwischen den Verteilungen derselben Deckeneinheit. Die Häufung der Werte in den Maxima (rote Bereiche) liegt in allen Diagrammen bei 85% .*

des Deckenbaus im Mittleren Allochthons findet daher möglicherweise ein Analogon im Unteren Allochthon, unterstreicht jedoch in jedem Fall eine zeitlich nicht lineare Entwicklung des Deckenbaus in mehreren Schüben innerhalb des Mittleren Allochthons.

Während der zweiten Phase wurden diese Duplexe im Arbeitsgebiet der vorliegenden Arbeit auf die Sedimente östlich davon aufgeschoben (Abb. 6.5, 6.13). Der dabei überwundene „Anfangswiderstand“ vor dem Einsetzen der Bewegung ist durch die den Deckenstapel der ersten Phase bei Dikanäs umgebende Großfalte in der ersten Decke östlich davon dokumentiert. Auch die gefundenen Überschiebungsbahnen gegen die Transportrichtung (Abb. 4.4) östlich des Deckenstapels der ersten Phase bei Dikanäs weisen auf eine Wirkung des Deckenstapels der ersten Phase hin – und zwar als „rigider“ Block bis in die späte zweite Phase hinein.

Bei der Deckenstapelung der zweiten Phase nehmen die bisherigen Duplexe als ganzes tektonisch in bezug auf die jetzt aktiven Bewegungsbahnen die gleiche Stel-

lung wie die neu entstehenden Teilschuppen ein. In dieser Phase entsteht der heute beobachtbare und die gesamte Deckeneinheit des Mittleren Allochthons einnehmende Deckenbau. Bei der Stapelung der Sedimente bleiben die primären Strukturen weitgehend erhalten. Mylonitisierungen finden, außer auf Scherflächen, nicht statt. In Spannungsbereichen bilden sich lokal geschlossene bis enge, selten isoklinale Falten und anschließend Überschiebungsbahnen (z.B. Övere Bytningsjön), dazwischen bleiben die Sedimente makroskopisch weitgehend ungestört. Diese Phase bildet sich in den höher metamorphen, westlichen Teilen des Deckenstapels der ersten Phase als zweiter Schub ab und führt verbreitet zu einem höheren Lagerungswinkel der Decken gemessen an der Basisüberschiebungsfläche (Abb. 4.4).

Die dritte Phase der strukturellen Entwicklung besteht aus dem passiven Gleiten auf dem Unteren Allochthon, dessen Duplexe sich in diesem Zeitraum bilden. Aus geometrischen Gründen (s. nächster Absatz, Kapitel 6.3.5, Abb. 6.14) laufen Sekundärbewegungen zum Ausgleich von Abweichungen von der idealen Geometrie des orogenen Keils (Platt 1988) entlang bereits vorhandener Bewegungsbahnen nicht ab. Deswegen bilden sich Spannungsfelder. Im Bereich dieser Spannungsfelder bilden sich durchbrechende Überschiebungsbahnen von der Basis des orogenen Keils aus, durch das Untere Allochthon hindurch, ins Mittlere Allochthon hinein. Diese dreistufige Entwicklung der Deckeneinheit bildet die Grundlage für die Interpretation der tektonischen Entwicklung in dieser Arbeit.

Die zur Transportrichtung asymmetrische Geometrie der lateralen Rampen im Unteren Allochthon (Kapitel 6.3.5, Abb. 6.14) und die allgemeine Nordwärtsneigung (sic !, nach 008°, Abb. 6.7, Kapitel 6.3.2) des Deckenstapels im Unteren Allochthon zeigen, daß sich wahrscheinlich während bzw. zum Ende dieser Phase des passiven Transportes fast orthogonal zu der allgemeinen Transportrichtung Einengungsstrukturen bilden (Abb. 6.8 ff., Kapitel 6.3.3). Eine ähnliche, allgemeine Neigung nach Nordosten wurde südöstlich des Arbeitsgebietes gemacht (Greiling 1989, Bierlein 1990). Die im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit verbreitet subparallel oder in spitzem Winkel zur eigentlichen Transportrichtung der Decken streichenden Falten vor allem innerhalb des Mittleren Allochthons, aber auch im Oberen und Unteren Allochthon, weisen auf eine über einen unbestimmten Zeitraum vorhandene subsequente Entwicklung einer generellen „Seitwärtsbewegung“ des gesamten orogenen Keils hin. Diese wird in der Auswertung des Kapitels über Form und Größe des orogenen Keils umrissen (Kapitel 7.4).

6.3.3 Quantitative Auswertung der Strukturwerte

Der zweite Ansatz bzw. die erste Überprüfung zu Kapitel 6.2 stellt die quantitative (statistische) Auswertung der erhobenen Meßdaten zur Schichtung und Schieferung in den untersuchten Gesteinen dar. Dabei wird das tektonisch bereits strukturierbare Untere Allochthon als Vergleichsgröße herangezogen. Die tektonische Konstruktion der Decken im Mittleren Allochthon ergab in der vorliegenden Arbeit ähnliche Abmessungen wie im Unteren Allochthon. Daher kann aus felsmechanischer Sicht ein tektonischer Prozess mit ähnlichen Rahmenbedingungen im Spannungsfeld angenommen werden (Kapitel 7)[6.2)]. Des weiteren spielt im Arbeitsgebiet zur vorliegeden Arbeit im Mittleren Allochthon der passive Transport auf dem Unteren Allochton eine wesentliche Rolle bei den heute beobachtbaren Größen zur tektonischen Entwicklung der Deckeneinheit. Auch in diesem Zusammenhang ist der Vergleich mit dem Unteren Allochthon nötig.

Die Transportrichtung im Mittleren Allochthon nach 130° unterscheidet sich beim ersten Blick um ca. 20° von der im Unteren Allochthon (nach 110°). Beim statistischen Vergleich der Stereonetze in Abb. 6.6 läßt sich das jedoch nicht sehr deutlich erkennen. Der wesentliche Anhaltspunkt für die unterschiedliche Transportrichtung auf der Karte ist das generelle Streichen der Decken, welches sich von Deckeneinheit zu Deckeneinheit unterscheiden läßt (Abb. 0.4). Diese Unterscheidbarkeit der Transportrichtungen gilt allerdings nur generalisiert betrachtet in größerem Abstand zu den lateralen Rampen bzw. Rändern der Deckenstapel des Unteren Allochthons im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit. Ein weiterer Anhaltspunkt für unterschiedliche Transportrichtungen der Deckeneinheiten scheint die Orientierung der durchbrechenden Überschiebungen parallel zum Streichen der Decken des Unteren Allochtons darzustellen. Diese durchbrechenden Überschiebungen sind Entlastungsstrukturen für spezifische lokale Spannungsfelder.

6.2) Die genaueren physikalischen Bedingungen, welche Mineralumwandlungen einbeziehen bzw. die Metamorphosegrade der Gesteine definieren, sind von nachrangiger Bedeutung. Wesentlich sind in einem ersten Schritt die Festigkeiten der Gesteine (Kapitel 7) sowie Größe und Orientierung des Spannungsfeldes. Diese Vorgehensweise hat den Vorteil, den ohnehin in der Auflösung bzw. der Dichte der Aufschlüsse in der vorliegenden Arbeit für die Zuordnung der Gesteine zur Deckeneinheit problematische Grad der Metamorphose (Kapitel 6.2) nicht als gewichtigste Größe verwenden zu müssen.

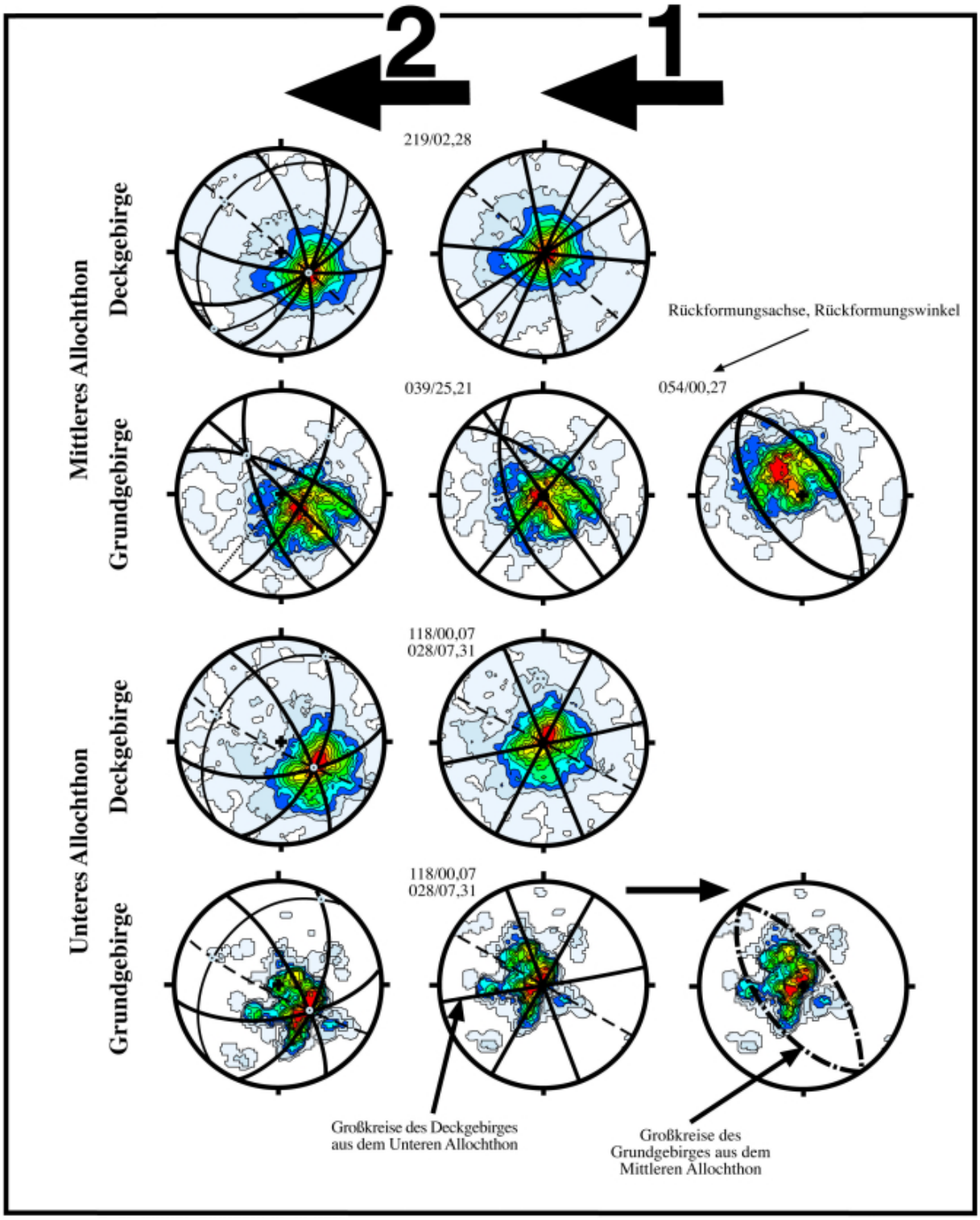


Abb. 6.7: *Die statistische Konstruktion zur Rückformung der durch den Deckentransport erzeugten Deformation orientiert sich an den einfach gehäuften Verteilungen der Werte aus dem Deckgebirge in der jeweiligen Deckeneinheit. Die großen Zahlen über der Abbildung korrespondieren mit den Deckenüberschiebungsphasen in Abb. 6.5 und Abb. 6.12. Die Zahlen rechts über den Stereonetzen geben den verwendeten Rotationspol und Rotationswinkel bei der entsprechenden Rückformung an. Im Ergebnis bleiben die polyzentralen Verteilungen der Grundgebirgswerte in beiden Deckeneinheiten erhalten. Diese zeigen vor dem Hintergrund des Geländebefundes interpretierbare Gemeinsamkeiten.*

Die Charakterisierung der statistischen Häufungen der Flächenpole in den Stereonetzen (Abb. 6.6) mit Großkreisen in Abb. 6.7 ergibt beim Vergleich der Sedimente von Mittlerem Allochthon und Unterem Allochthon um etwa fünfzehn Grad voneinander abweichende Maxima der Fallrichtungen (Mittleres Allochthon: 309/28 Fallen, Unteres Allochthon: 293/33 Fallen). Die statistische Häufung der Schichtungswerte aus dem Unteren Allochthon liegt in Abb. 6.7 daher bei etwa 120° anstelle der aus dem Streichen der Decken im Unteren Allochthon abzuleitenden Transportrichtung von 110° (Abb. 6.13; Deckenbau im Unteren Allochthon – außer bei Bäckstrand – aus Greiling et al. 1999a & b übernommen). Die Differenz der Haupttransportrichtung zwischen den beiden Deckeneinheiten in dieser statistischen Auswertung liegt daher innerhalb der für Messungen mit Kompanten allgemein angenommenen Fehlergrenze von 10° und ist damit praktisch deckungsgleich.

Da die Statistik zwar aus einer relativ hohen Anzahl von Einzelmessungen aufgebaut ist, jedoch die allgemeine Transportrichtung aus dem generellen Streichen der auf der Karte konstruierten bzw. in ihrem Verlauf mehr oder weniger generalisierten Decken abgeleitet wurde, zeigen beide Methoden in ihrem verallgemeinernden Ansatz ähnliche Fehlerpotentiale. Außerdem gibt es weitere Unwägbarkeiten, wie eine sich ändernde Transportrichtung zwischen Vojmsjön und Storuman oder die Existenz von unerkannten, die Statistik verzerrenden Anomalien im Spannungsfeld oder eine ungenaue Konstruktion der Decken über Aufschlußlücken. Die in der vorliegenden Arbeit aus Greiling et al. (1999) übernommene Tektonik im Unteren Allochthon in Abb. 0.4 & 6.13, wurde in Greiling et al. (1999) zwar stark an die Geländebefunde aus der vorliegenden Arbeit angelehnt, jedoch in Einzelheiten so verallgemeinert, daß ein etwas steiler nach Norden gerichtetes Streichen der Decken entstand. Auch diese Anpassung an die weiter südlich gewonnenen Erkenntnisse in aus Greiling et al. (1999) könnte daher eine Erklärung für die Abweichung der unterschiedlichen Ergebnisse sein. In der vorliegenden Arbeit wird dem statistischen Ergebnis den Vorzug gegeben und daher vorerst angenommen, daß die offizielle Karte in diesem Punkt ungenau ist und das Streichen der Decken des Unteren Allochthons zwischen Vojmsjön und Storuman der Statistik entsprechend verläuft.

6.3.4 Statistische Orientierung der Geländedaten

Ein einfacher Vergleich der Schieferungswerte im Grundgebirge und der Schichtungswerte im Deckgebirge beider Deckeneinheiten im Stereonetz ergibt ein überraschendes Ergebnis. Die resultierenden Abbildungen korrespondieren bezüglich Grund- und Deckgebirge und nicht nach Deckeneinheit miteinander (siehe Abb. 6.6). Noch überraschender ist der Umstand einer einfach gehäuften Verteilung bei den Sedimenten beider Deckeneinheiten, wohingegen die Gesteine im Grundgebirge jeweils eine mehrfache Häufung der Werte zeigen. Das entspricht den Geländebeobachtungen von mehrfach deformiertem Grundgebirge und nur lokal deformierten Sedimenten. Dieser Unterschied zwischen den Stereoauswertungen beider Deckeneinheiten wird in der vorliegenden Arbeit als Hinweis auf ein bereits vor der Ablagerung der Sedimente deformiertes Grundgebirge gewertet. Daher wird auch die gesamte in den Grundgebirgsgesteinen enthaltene Deformation nicht mehr ausschließlich als kaledonisch betrachtet.

Die Rückformung (Rückrotation) der Flächenpole in Abb. 6.7 (linke Spalte zur mittleren Spalte) orientiert sich in beiden Deckeneinheiten am Verteilungsmuster der Sedimente. Das Maximum der Werte bei den Sedimenten wird dabei durch Großkreise festgelegt, welche an den schwach ausgebildeten Ondulationen um den Schwerpunkt ausgerichtet wurden. Diese Ondulationen stellen subsequente Deformationen dar und werden im nachfolgenden Text im einzelnen interpretiert. Bei den Werten zum Grundgebirge im Mittleren Allochthon wird bei der Rückformung die enthaltene, über die Deformation der Sedimente hinausgehende Deformation ersichtlich. Die bisherige Rückformung entspricht der in Kapitel 6.3.2 beschriebenen zweiten Phase des Deckenbaus und im Falle des Mittleren Allochthons dem passiven Transport auf dem Unteren Allochthon (unterschiedliche Rückformungswerte!). Die nun folgende Rückformung im Falle des Grundgebirges des Mittleren Allochthons entspricht der ersten Phase des Deckenbaus im Mittleren Allochthon. Der anschließende Vergleich der Verteilungen zwischen Grundgebirge des Mittleren und Unteren Allochthons (rechte Spalte in Abb. 6.7) zeigt zwar keine identische Verteilung, dennoch eine Verteilung mit generell gleich ge-

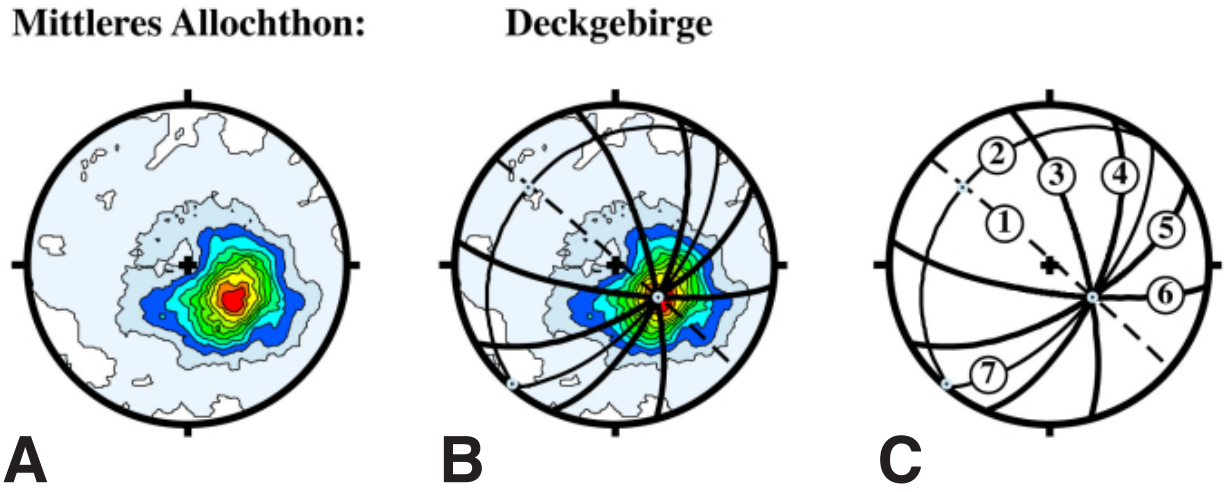


Abb. 6.8: *Statistische Häufung der Flächenpole aller Schichtungsmessungen im Deckgebirge des Mittleren Allochthons (A) und die aus der Verteilung abgeleiteten Großkreise (B, C). C: Obwohl Faltungen senkrecht zur Transportrichtung zu erwarten wären (1) ist die Verteilung entlang verschiedener Richtungen etwa senkrecht dazu (3) - (6) gestreut. Diese Richtungen schneiden sich alle in einem Punkt, dem statistischen Maximum auf (1) und sind symmetrisch zu (7) verteilt. Die senkrechte Fläche zu (1) und (7) in der dritten Raumrichtung (2), die Schichtfläche zum Pol in 128/62, schneidet in 309/28, der statistischen Fallrichtung der Schichtung.*

neigten Flächen. Dieses Ergebnis könnte eine gemeinsame präkaledonische Deformation repräsentieren. Die bestehenden Unterschiede wären dann lithologisch zu diskutieren.

6.3.4.1 Großkreise und Rückformung der Sedimente des Mittleren Allochthons

Wegen der vor allem auf das Mittlere Allochthon ausgerichteten Untersuchung entstand für diese Deckeneinheit die höchste Datendichte. Außerdem sind im Arbeitsgebiet an der Zahl der Aufschlüsse gemessen die Sedimente stärker als die grundgebirgsassoziierten Gesteine vertreten. Daher sind in dieses Stereonetz die mit Abstand meisten Werte eingegangen.

Die geologische Karte (Abb. 0.4, 4.1, 6.13) zeigt im Mittleren Allochthon des Arbeitsgebietes NO-SW streichende Strukturen. Im Gelände sind in dieser Richtung, parallel zum Streichen der Decken verbreitet Falten zu beobachten. Das Streichen dieser schwachen bis offenen Falten hat ein statistisches Maximum bei ca. 45° (Stereonetz in Abb. 6.14). Dieses Maximum entspicht genau der aus den Flächen (2) und (7) in Abb. 6.8 C konstruierten b-Achsenorientierung von 219/02 zur der von der Fläche (1) repräsentierten Faltung. Dabei ist (2) der Großkreis, der die Verteilung der Fallineare repräsentiert. Da diese Faltung im Gelände schwach bis offen ist, ist ihre Streuung in Abb. 6.8 A im Vergleich zu den Streuungen in die anderen Richtungen (3-6) vergleichsweise gering.

Senkrecht zum Streichen der Decken ist ebenso verbreitet eine weitere Faltung vorhanden (Abb. 6.14, Kapitel 6.3.5.1, 6.3.5.2). Diese Falten streichen mit etwa 130°-160° (Stereonetz in Abb. 6.14), streuen jedoch sehr stark zwischen etwa 90° und 180°. Diese Streuung entspricht den Orientierungen der Großkreise (3) - (6) in Abb. 6.8 C. Auf der Karte in Abb. 6.13 und Abb. 6.14 läßt sich als Hauptursache für diese starke Streuung eine Transpressionszone im Bereich des Schnittes A - A´ (Abb. 4.1 ff.) ausmachen.

Die statistische Rückformung dieser Verteilung der Flächenpole der Schichtung um das Maximum 128/62 nach Nordwesten um 28° in eine horizontale Orientierung erfolgt mit einer einzigen Drehung unter Vernachlässigung der nach Süden gerichteten Neigung von 2° um die Achse 219/02 (Abb. 6.7). Die Symmetrie der subsequenten Deformationen (7) und danach (3) - (6) zur Hauptrichtung des Deckentransports (1) erlaubt die repräsentative Rückformung der Flächen mit der Rotation des Maximums der Verteilung der Flächenpole (128/62) in die Vertikale.

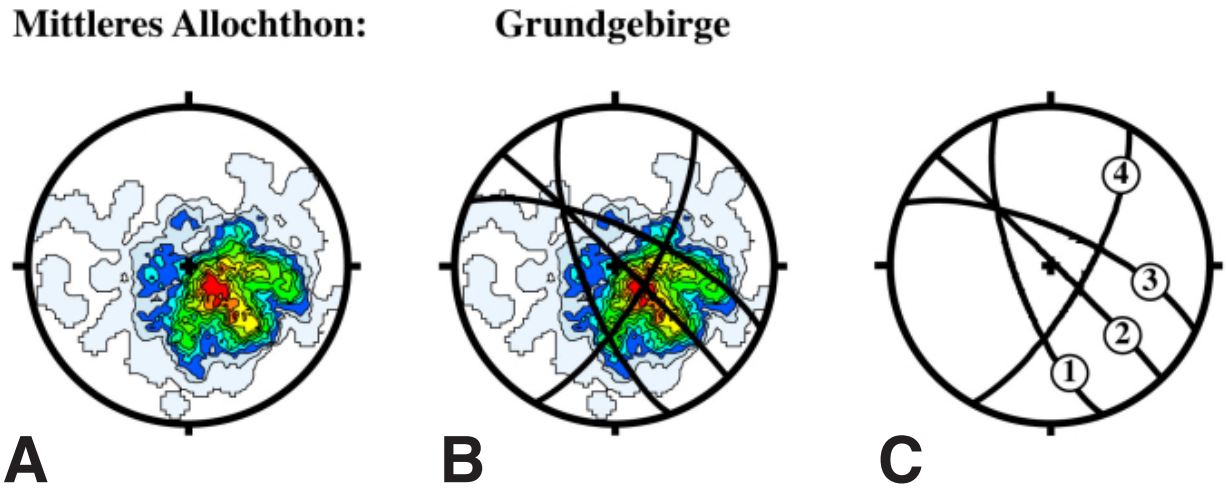


Abb. 6.9: *Statistische Häufung der Flächenpole aller Foliationsmessungen im Grundgebirge des Mittleren Allochthons (A) und die aus der Verteilung abgeleiteten Großkreise (B, C). C: Die Großkreise (1)-(3) repräsentieren die drei Neben-Maxima der Verteilung, der Großkreis (4) die Streuung senkrecht zu den Richtungen von (1) - (3) durch das zentrale Haupt-Maximum.*

6.3.4.2 Großkreise und Rückformung im Grundgebirge des Mittleren Allochthons

Die Verteilung der Schieferungswerte im Stereoplot für die grundgebirgsassoziierten Gesteine zeigen drei Verteilungen. Genauso wie bei Großkreisen zur Verteilung bei den Sedimenten des Mittleren Allochthons wird auch hier, bei der Interpretation der Verteilung zum Grundgebirge des Mittleren Allochthons, versucht, jede Streuung in der Verteilung zu erfassen. Die in der linken Spalte in Abb. 6.7 und in Abb. 6.9 dargestellten vier Großkreise sind das Ergebnis. Sie erfassen sowohl die drei Verteilungen, als auch eine auf den ersten Blick unscheinbare Verteilung quer zu diesen, welche in der Überlagerung mit der mittleren Verteilung das Hauptmaximum erzeugt (Abb. 6.9).

Die Rückformung der Verteilung erfolgt in zwei Schritten. Sie orientiert sich an der Rückformung der Sedimente des Mittleren Allochthons und am Modell der zweiphasigen Bildung der Deckeneinheit (Abb. 6.5). Diesem Modell entsprechend liegt ein Teil der Aufschlüsse bzw. der in die Statistik eingegangenen Werte in einem von beiden Phasen beeinflußten Bereich der Deckeneinheit, der andere Teil in einem Bereich, welcher von nur einer Phase der Deckenstapelung erfaßt wurde. Dem Bereich mit nur einer Deckenstapelungsphase werden den Großkreisen (1) und (7) in Abb. 6.8 C entsprechend die Großkreise (2) und (4) in Abb. 6.9 C zugeordnet. Die Rückrotation dieser Großkreise wird entlang derselben Richtung wie die Sedimente vorgenommen. Die Schnittachse dieser Richtung (gestrichelte Linie in Abb. 6.7) mit der Fläche (4) in Abb. 6.9 C ist 039/25. Eine Rotation von 21° um diese Achse rotiert die Großkreise (2) und (4) in eine vertikale Position und die zugehörigen Flächen in eine horizontale Position. Mit der gleichen Begründung wie bei den Sedimenten wird auch hier auf die Rückformung der subsequenten Deformation verzichtet.

Der Rotationswinkel von 21° bei der Rückformung liegt 7° unter den 28° bei den Sedimenten der Deckeneinheit. Dieser Unterschied paßt zur These der zweiphasigen Entwicklung der Deckeneinheit, da sich ein Deckenbau nicht beliebig versteilen läßt (Platt 1988) und sich ab einer situationsspezifischen Versteilung (mechanisch vergleichbar mit einem materialspezifischen Reibungskoeffizienten) abhängig vom Spannungsfeld reverse Bewegungen einstellen.

Die nach dieser ersten Rückformung nicht vertikal rotierten Großkreise (1) und (3) schneiden sich im Pol 324/27 (Abb. 6.7). Zunächst stellt sich nun die Frage, ob alle weiteren Rückformungen entlang der Richtung der ersten Rückformung oder senkrecht zu der verbleibenden Geometrie erfolgen sollte. Da nicht wie im Fall der bereits vorgenommenen Rückformung die Sedi-

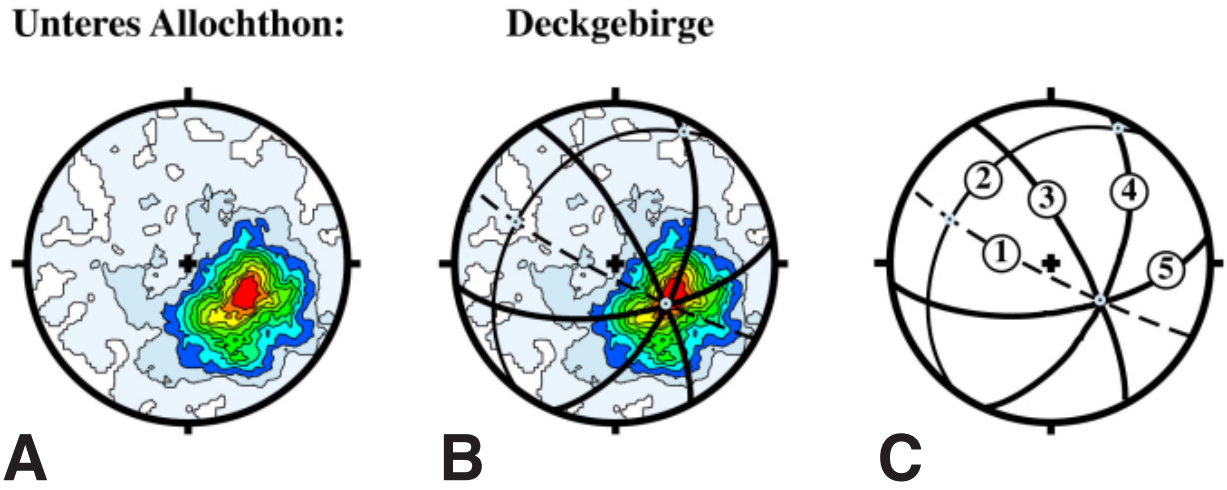


Abb. 6.10: *Statistische Häufung der Flächenpole aller Schichtmessungen im Deckgebirge des Unteren Allochthons (A) und die aus der Verteilung abgeleiteten Großkreise (B, C). C: Obwohl Faltungen senkrecht zur Transportrichtung zu erwarten wären (1) ist die Verteilung entlang verschiedener Richtungen etwa senkrecht dazu (3) - (5) gestreut. Diese Richtungen schneiden sich alle in einem Punkt, dem statistischen Maximum auf (1) und sind symmetrisch zu (4) verteilt. Die Symmetrie der Verteilung zeigt eine leichte Neigung um etwa 10° nach 30° (Rückformung dieser Neigung an 118/00 um 7°).*

mente zum Vergleich bzw. als Referenz herangezogen werden können, kann diese Frage nicht eindeutig beantwortet werden. Die Rückformung senkrecht zur verbleibenden Geometrie um 27° an 054/00 bringt die in den Abb. 6.15 und Abb. 6.16 dargestellte Schieferung S1 in ein horizontales Spannungsfeld, in welchem S2 entstehen kann. Viele der Foliationswerte aus dem Stereonetz stammen aus Messungen von S1. Hinter der Rückformung entlang der Geometrie steht die Absicht, in Anlehnung an die Deformation von S1 zu S2 über eine möglichst genaue Orientierung an gemessenen Strukturen die Nachvollziehbarkeit von zeitlichen Änderungen in der Bewegung des orogenen Keils zu Kenntnis zu erhalten. Das gewählte Streichen der Rotationsachse von 054° liegt senkrecht zum verbleibenden Schnittpunkt der Großkreise, die horizontale Orientierung der Rotationsachse (0°) wurde wegen des generell horizontalen Transports der Decken bei ihrem Verbruch (siehe letztes Kapitel dieser Arbeit) angenommen und der Winkel entsprechend der Neigung des Schnittwinkels der Großkreise gewählt. Nach der Rückformung bleibt eine im zweiten Quadranten des Stereonetzes konzentrierte Verteilung der Flächenpole.

6.3.4.3 Großkreise und Rückformung des Deckgebirges im Unteren Allochthon

Die Festlegung der Großkreise wurde hier nach den gleichen Kriterien wie bei den Sedimenten des Mittleren Allochthons vorgenommen (Abb. 6.10). Die Anordnung dieser Großkreise der Hauptebenen der Transportrichtung (1), des Schichtfallens (2) und der orthogonalen Fläche zu den beiden ersten Flächen (4) in Abb. 6.10 um den Schnittpunkt in 028/07 zeigt eine leichte Neigung der Deckeneinheit nach Nordosten (sic!) an (Kapitel 6.3.2). Das Maximum der Flächenpole im Schnittpunkt der interpretierten Großkreise liegt in 128/56. Die nachfolgende Deformation in Richtung von (4) und die Rotation in (3) und (5) erfolgt auch hier anschließend (Interpetation siehe Kapitel 6.3.4.6). Eine Rückstellung der Neigung in die Vertikale um 7° erfolgt an 118/00 (Abb. 6.7). Die eigentliche Rotation des Maximums der Verteilung der Flächenpole in die vertikale Position entlang 028/00 um 31° überführt auch alle Großkreise in eine vertikale Orientierung. Die Rückformung und Interpretation entspricht damit der Vorgehensweise bei den Sedimenten im Mittleren Allochthon.

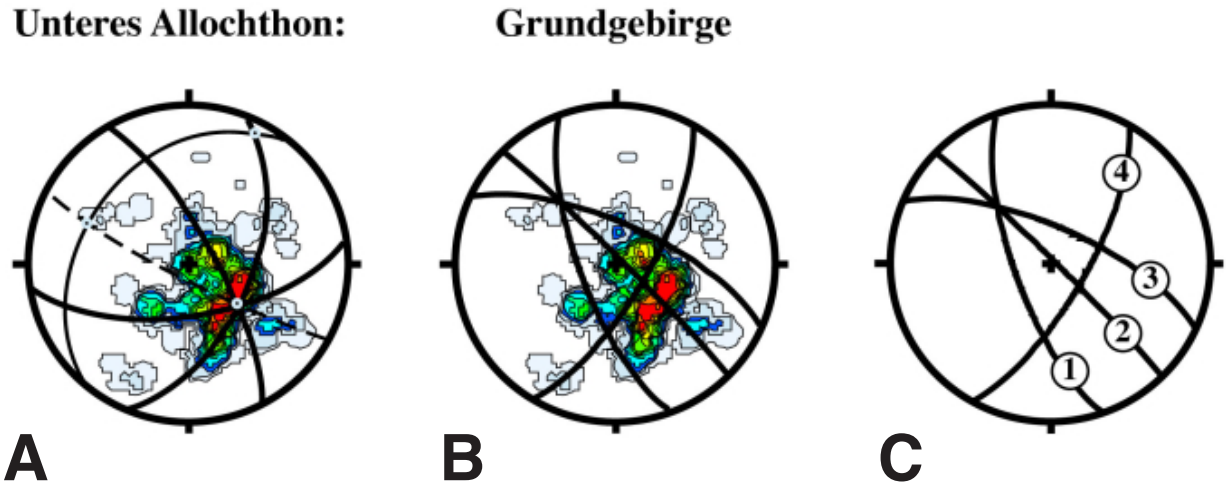


Abb. 6.11: *Statistische Häufung der Flächenpole aller Foliationsmessungen im Grundgebirge des Unteren Allochthons (A) mit den aus der Verteilung des Deckgebirges abgeleiteten Großkreisen. Das Maximum der sehr unregelmäßigen Verteilung entspricht also ungefähr dem Maximum aus dem Deckgebirge des Unteren Allochthons. Die Projektion der Großkreise des Mittleren Allochthons auf die Verteilung (B) zeigt außerdem, daß die Mehrzahl der Meßwerte zwischen den Großkreisen (1) und (3) liegt (C).*

6.3.4.4 Großkreise und Rückformung des Grundgebirges im Unteren Allochthon

Die geringe Anzahl von Werten für das Grundgebirge in dieser Deckeneinheit zeigt eine unregelmäßige Verteilung um ein relativ breites Maximum (Abb. 6.7, 6.11). Die Werte werden gemäß den Rückformungen bei den Sedimenten rotiert. Daher sind in Abb. 6.7 und Abb. 6.11 die Großkreise des Deckgebirges des Unteren Allochthons eingezeichnet. Nach dieser Rückformung liegt die Verteilung, wie nach der zweiten Rückformung beim Grundgebirge des Mittleren Allochthons, im zweiten Quadaranten des Stereonetzes. Diese Rückformung zeigt trotz der geringen Anzahl an Werten auch im Unteren Allochthon prädeformiertes Grundgebirge. Zudem entspricht die Orientierung dieser Prädeformation grob der im Mittleren Allochthon.

6.3.4.5 Interpretation der Deformation und Rückformung im Mittleren Allochthon

Zusammen mit der statistischen Rückformung der Schichtungs- und Schieferungsmessungen in Abb. 6.7 und den vorstehenden Kapiteln 6.3.4.1 bis 6.3.4.4 wird nun versucht, die davor im Kapitel 6.3.2 vorgestellte deckentektonische Auswertung anhand der geologischen Karten und Schnitte sowie der Geländebeobachtungen zu ergänzen. In Abb. 6.12 ist die Interpretation der Deformation während der kaledonischen Orogenese am Beispiel der grundgebirgsassoziierten Gesteine in den Deckenstapeln der ersten Phase (Kapitel 6.3.2, Abb. 6.5) schematisch dargestellt. Schematisiert sind Orientierung der Decken im Raum und auftretende Einengungsstrukturen. Nicht dargestellt ist der Deckenbau als solcher. Die Richtungsangaben an den x- und y-Achsen (z-Achse ist die senkrechte Achse) entsprechen den Rückformungen in Abb. 6.7.

Da grundgebirgsassoziierte Gesteine in den Deckenstapeln der ersten Phase die umfangreichste Deformation beim Deckenbau erfahren haben (Kapitel 6.3.4.2, Abb. 6.7), ist die Darstellung auf diesen Teil der Deckeneinheit zugeschnitten. Die Darstellung der Stereonetze in den jeweiligen Schritten geht im ersten Schritt (Abb. 6.12 A) vereinfachend von einer horizon-

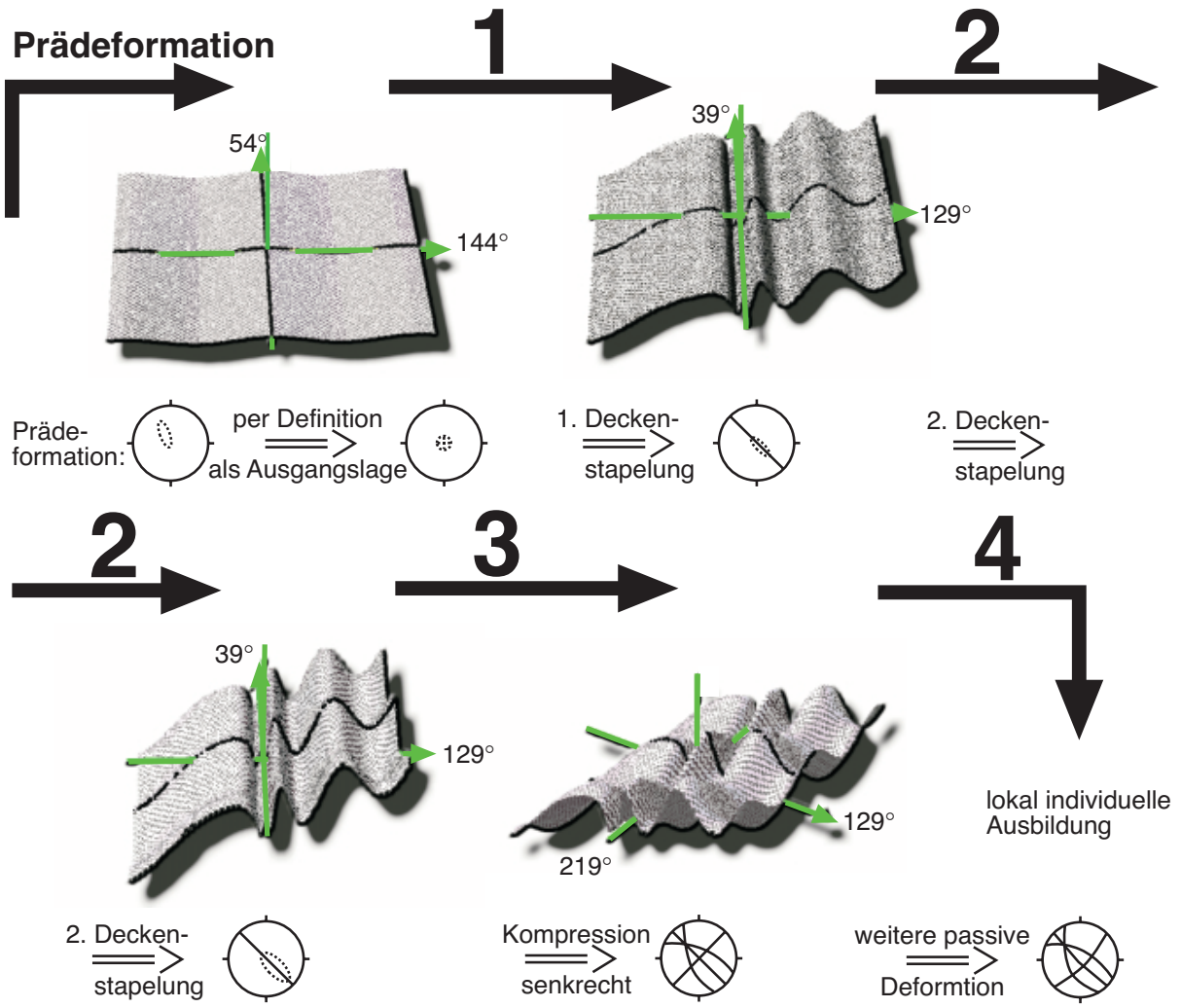


Abb. 6.12: *Darstellung der Deformationsentwicklung im Mittleren Allochthon am Beispiel der grundgebirgsassoziierten Gesteine am nordwestlichen Ende des Vojmsjön. Für andere Bereiche oder das Deckgebirge im allgemeinen gelten ensprechend angepaßte oder vereinfachte Modellierungen. Die enthaltene Prädeformation in den Gesteinen wird im Ausgangsmodell und in den analog zu den Ergebnissen aus Abb. 6.7 vereinfachten Stereonetzen nicht dargestellt. Im Unterschied zur Erhaltung der Verteilungen bei der statistischen Rückformung aufgrund der Datenmengen in Abb. 6.7 ist hier die Entwicklung dargestellt, wie sie sich bei Untersuchungen zwischen den einzelnen Schritten ergibt. Aus Gründen der Anschaulichkeit sind die einzelnen Grafiken unterschiedlich gedreht. Die nach rechts zeigende x-Achse der einzelnen Grafiken zeigt immer nach etwa 135° (SO).*

talen Orientierung der Ausgangsfläche aus, obwohl die Gesteine nach der Auswertung der Stereonetze eine Prädeformation aufweisen (Kapitel 6.3.4.2). Die leicht geknickte Fläche in Abb. 6.12 A deutet die präkaledonische Deformation noch an. Die Deformation in den folgenden Schritten in Abb. 6.12 B - D ist dem tatsächlichen präkaledonischen Deformationszustand entsprechend komplexer zu denken.

Die Prädeformation in Form einer Häufung der Flächenpole um 326/45, welche in Abb. 6.7 aus der Rückformung als Ursprungszustand hervorgegangen ist, beinhaltet mehrere Komponenten. Als maßgebliche Größe für die Verteilung werden Meßwerte aus dem schwarzen schiefrigen Mylonit angesehen (Kapitel C.2, C.2.3, Abb. C.8, C.14, 6.2, 6.15, 6.16). Die Verteilung entspricht der Zentimeter-Faltung in diesen Gesteinen (Abb. 6.15, 6.16, C.7, C.9). Auch die grünen schiefrigen Mylonite (Kapitel C.2.2, Abb. 6.1 am Vojmsjön,

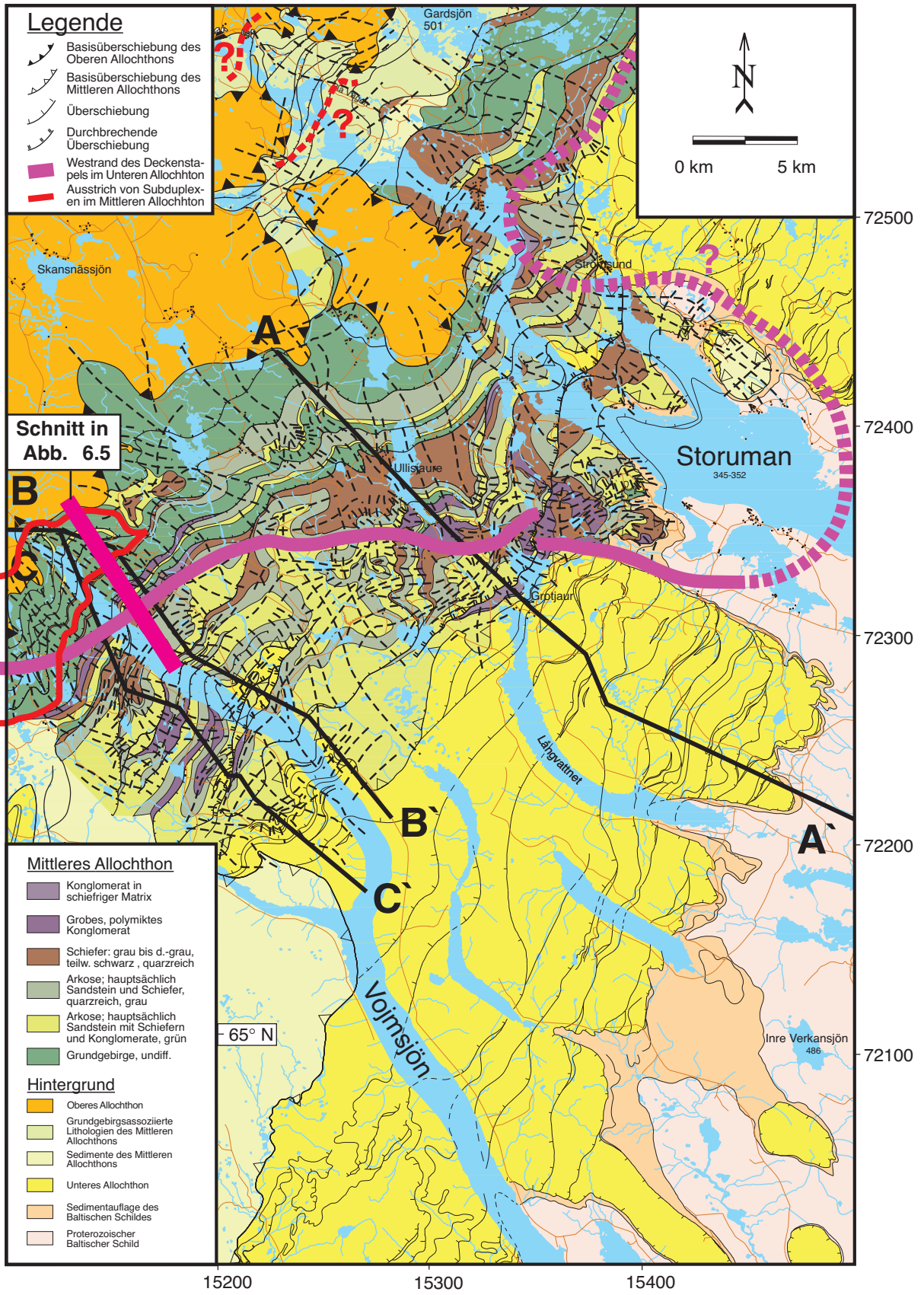


Abb. 6.13: *Darstellung der aus den Strukturdaten und mit Hilfe der geologischen Zusammenstellung in Abb. 0.4 weiterinterpretierten Faltenachsen. Diese Faltenachsen werden in Abb. 6.14 zur Interpretation der Gesamtdeformation der Deckeneinheit verwendet. Die Profillinen entsprechen den Profilen in Abb. 4.4.*

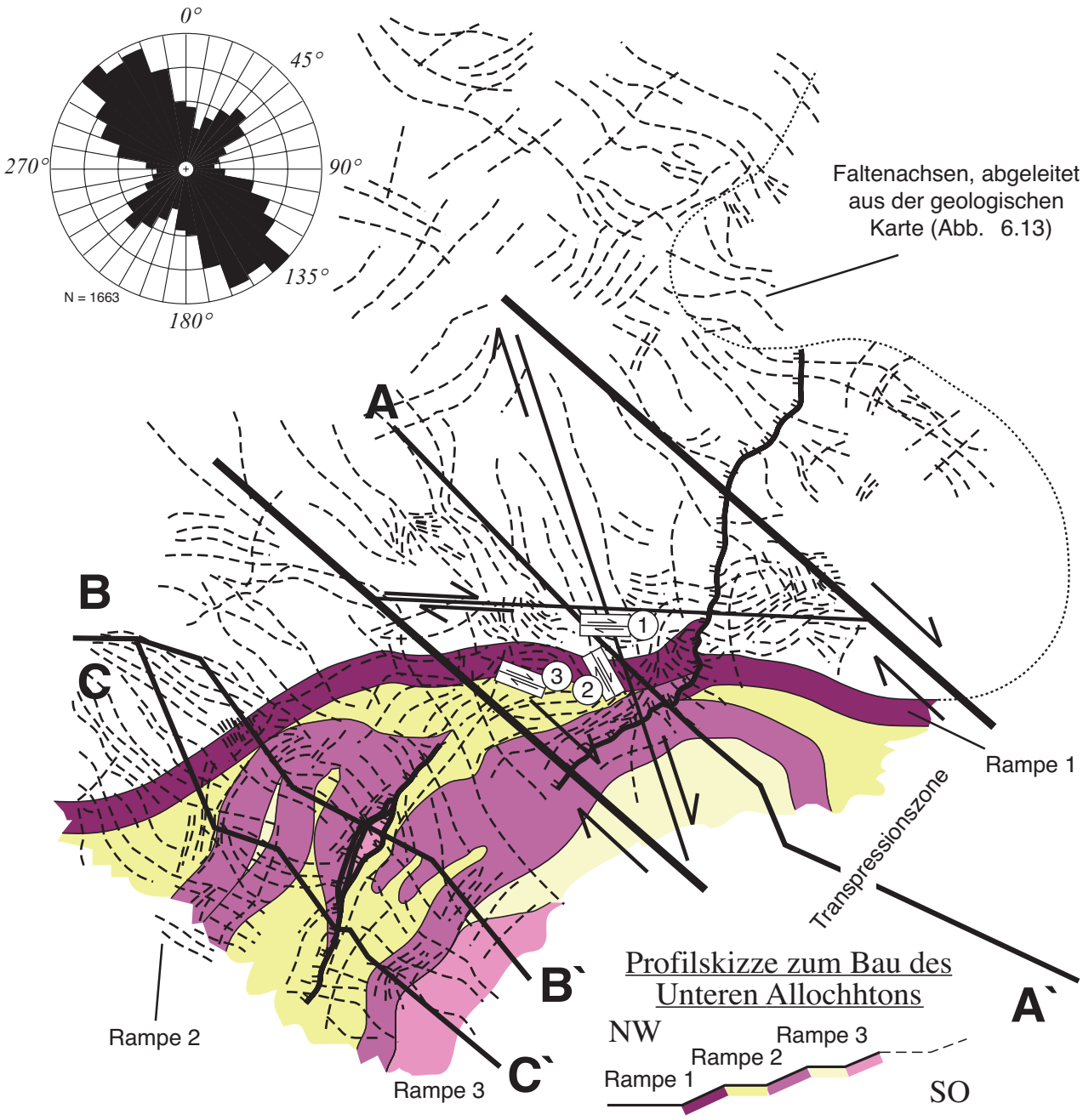


Abb. 6.14: *Zusammenstellung der Faltenachsen aus dem Kartenbild in Abb. 6.13 mit Detailbeobachtungen aus der Geländearbeit (1-3). Als Referenzgrößen zur geologischen Karte sind die Schnittlinien der großen Schnitte eingezeichnet. Die violetten Farben zeigen die Position der Rampen, die gelben die mehr oder weniger flachen Bereiche des Daches des Unteren Allochthons. Die Position und Ausdehung der Rampen ist aus den geologischen Schnitten und aus dem Muster der Faltenachsen konstruiert. Die Position der druchbrechenden Überschiebungen erklärt Besonderheiten im Verteilungsmuster der Faltenachsen, welche durch die Position der Rampen allein nicht erklärt werden können. Die fein gestrichelte Fortführung des Westrandes des Unteren Allochthons ist derzeit noch nicht genauer erarbeitet. Die eingezeichnete Transpressionszone kann durch die Lage und Geometrie der Rampe des Unteren Allochthons erklärt werden. Die Asymmetrie impliziert eine steilere nach Norden fallende (Ullisjaure-Grotjaur) und eine flachere nach Süden fallende (Storuman) laterale Rampe und entspricht damit der Beobachtung einer allgemeinen Nordwärtsneigung des Unteren Alltochthons. Subsequente, während der Geländearbeit festgestellte Scherzonen östlich des Ullisjaure (1), des Ullisbäcken (2) und des Magertjärnen (3) werden durch die Untersuchungsergebnisse bestätigt. Links oben im Bild befindet sich eine Richtungsrose, welche die Ausrichtung der Faltenachsen zeigt. Jeder Strich der gestrichelten Linien (Faltenachsen) repräsentiert einen Meßwert für die diese Richtungsrose.*

Storhällflygget, Daikanberget) zeigen häufig diese Art Faltung. Werte von paralleler Schieferung bzw. lagigem Bau (Abb. C.4, C.7, C.14), dessen Lagen mitunter subparallel zu Bewegungbahnen verlaufen (vergleiche Abb. 6.2, S3 in Abb. C.9), sowie Zwischenformen zwischen Faltung und lagigem Bau (Abb. C5, C6, C8) stören wegen ihres geringen Anteils an der dargestellten Wertemenge die Auswertung nicht. Möglicherweise ist diese Art der Deformation erst während der Deckenbauphasen entstanden und wird daher durch die zentrale Häufung repräsentiert. Ein deutlicher Hinweis auf die Existenz unterschiedlich deformierter Gesteine mit gemeinsamer Überprägung ergibt sich aus Sicht der vorliegenden Arbeit neben dem Ergebnis aus der Rückformung in Abb. 6.7 aus dem gemischten Auftreten unterschiedlicher Mylonite bzw. von Myloniten und kristallinen Gesteinen im Gelände (z.B. Orrkullen) bzw. aus Abb. C.7.

Eine dritte und letzte Komponente in der Verteilung entsteht durch die Streuung der Werte beim passiven Transport, welche ohne individuelle Rückformung in der statistischen Rückformung mitrotiert wurde. Da es sich bei der Deformation der Deckeneinheit ohne Zweifel um eine mehrphasige Deformation handelt und es im Deckenmaßstab noch keine Modelle gibt, an denen sich eine am einzelnen Aufschluß orientierte individuelle Rückformung über mehrere Schritte messen läßt (ein solches Modell wird eben erst in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagen), ist eine individuelle Rückformung praktisch unmöglich. Der dadurch möglicherweise entstandene Fehler wird jedoch als eher gering eingeschätzt, weil sich die Häufung der Werte in Abb. 6.7 zwischen den beiden Großkreisen um ein Maximum bei 326/45 konzentriert. Diese Verteilung der Flächenpole weist unter Verwendung der Beobachtungen im Gelände (Abb. 6.15, 6.16, C.7, C.9) auf eine präkaledonische Einengung auf nach Südosten fallende Flächen (146°) in 56° Streichen hin.

Zusammenfassend führt auch nach der quantitativen Untersuchung die erste Phase der Entwicklung der Deckeneinheit zu Deckenbau bzw. Deckenstapeln. Offene und schwache Faltung mit einem Streichen parallel zu den Überschiebungsflächen und senkrecht zur Transportrichtung wird mit dem Deckenbau assoziiert. Durch diese Deckenstapelung rotiert die präkaledonische Deformation in subhorizontale Ausrichtungen (Abb. 6.7). Die Decken zeigen allgemein etwa 27° Fallen nach Nordwesten. Die Transportrichtung ist in der Rückformung in Abb. 6.7 nach 144°, die aus der Symmetrie der interpetierten Großkreise abgeleitet sind (Abb. 6.7, Großkreise (1) und (3) in Abb. 6.9). Wenn der Deckenstapel zwischen Dikanäs, Bergland und Sjöland als Größenbeispiel für eine ungefähre Schätzung verwendet wird, haben sich in dieser ersten Phase der Entwicklung der Deckeneinheit Deckenstapel in der Größe von 5 km auf 15 km Fläche und etwa einem Kilometer Höhe gebildet (Abb. 6.5, 6.13).

In der zweiten Phase der Deformation werden die Deckenstapel der ersten Phase passiv weiter nach Westen geneigt (Abb. 6.5). Eine Übersteilung der Decken führt an den alten Überschiebungsbahnen zu Abschiebungsbewegungen. Diese ergeben sich aus geometrischen Gründen (Abb. 6.5), sind im Gelände an gut aufgeschlossenen Überschiebungsbahnen zu beobachten (Abb. 6.2), ergeben sich aus der Differenz der Rückformungswinkel von 28° für die Sedimente und 21° für das Grundgebirge in Abb. 6.7 (die Stapel der ersten Phase sind mehrheitlich von grundgebirgsassoziierten Gesteinen aufgebaut) und entprechen auch der Theorie (Platt 1988). Der Haupttransport in Bewegungsrichtung des orogenen Keils findet auf Bewegungsbahnen statt, die die Deckenstapel der ersten Phase begrenzen. Diese haben damit in bezug auf aktive Bewegungen die gleiche Stellung wie die neu entstehenden, östlich davon. Diese neuen Bewegungsbahnen entwickeln sich im Mittleren Allochthon des Arbeitsgebiets zur vorliegenden Arbeit mehrheitlich durch Sedimentgesteine. Subsequente Faltung während des passiven Transports (Abb. 6.7, (7) in Abb. 6.8, (4) in Abb. 6.9, Abb. 6.13, 6.14) deformiert die Decken senkrecht zur eigentlichen Transportrichtung. Dadurch bildet sich ebenfalls senkrecht zur Transportrichtung großräumige Faltung, die sowohl lokal (Harrvik in Abb. D.8, Grankullen/Bergland), als auch in der Fläche auf der geologischen Karte (Abb. 6.14) auffällt. Als Ursache in dieser Entwicklung sind regionale Phänomene möglich, z.B. das Auftreten einer Drehkomponente bei der Konvergenz der Kontinente (Kapitel 7.4). Wahrscheinlich ist auch ein Einfluß der lateralen Rampen der Deckenstapel der ersten Phase auf die Geometrie bzw. die Anlage der Richtung der Faltung (Kapitel 6.3.5.4). Durch die größere Nähe zu den Deckenstapeln der ersten Phase erklärt sich auch, weswegen im Westen NW-SO streichende Falten stärker entwickelt sind als NO-SW streichende. Die parallel zur Transportrichtung streichenden Falten im Hundertmeter- bis Kilometer-Maßstab sind hier im Westen der Deckeneinheit offen bis geschlossen, teilweise sogar eng entwickelt (Grankullen/Bergland) im Osten dagegen offen bis schwach. Der Schnittpunkt der Rückformungsrichtung aus den Sedimenten in den Werten des Grundgebirges (Großkreis (4) in Abb. 6.9) bei 039/25 weist auf eine Neigung des Deckenstapels der ersten Phase nach Nordosten und eine leichte Drehung nach Norden hin.

Die jüngste Deformation ist durch den passiven Transport auf dem Unteren Allochthon entstanden. Sie wird durch die Drehung der Großkreise (1) und (7) in die Positionen (3) - (6) in Abb. 6.8 repräsentiert und ist in Abb. 6.14 durch entsprechende Änderungen des Verlaufs der gestrichelten Faltenachsen erkennbar. Jeder Strich dieser gestrichelten Faltenachsen wurde in der dort abgebildeten Richtungsrose ausgewertet. Diese Richtungsrose zeigt die Streuung der Richtungen der Faltenachsen um die Hauprichtungen von 130° und 40° und stimmt damit mit den aus Abb. 6.7 gezogenen Schlußfolgerungen überein. Abb. 6.14 zeigt zusätzlich, wie der Verlauf der Faltenachsen mit dem Deckenbau des Unteren Allochthons assoziiert ist. Darüber hinaus ist eine Transpressionszone mit im Gelände erkannten Scherzonen und durchbrechende Überschiebungen vermerkt. Diese Beobachtungen werden in Kapitel 6.3.5 besprochen wobei diese letzte, passive Deformation ausführlich erläutert wird.

6.3.4.6 Interpretation der Deformation und Rückformung im Unteren Allochthon

Die tektonische Entwicklung im Unteren Allochthon orientiert sich in diesem Kapitel wie beim Mittleren Allochthon in Kapitel 6.3.4.5 einerseits am Deckenbau der interpretierten Decken auf dem Kartenbild und andererseits an der statistischen Auswertung aller Meßwerte. Obwohl die vorhandenen Meßwerte für das Grundgebirge – verglichen mit der Anzahl den anderen drei Auswertungen – wenige sind, ist ein ähnlich breites Spektrum an Deformation wie im Grundgebirge des Mittleren Allochthons vorhanden. Neben nur schwach oder gar nicht geschiefertem Kristallin (Långsjöby) sind stark deformierte und zerscherte Gneise (Tjärnhobben/Gaskeluoktliden, Långsjöby, siehe auch Bierlein & Greiling 1993) sowie grüne stark zerscherte, teilweise mylonitische, also einigen Gesteinen im Mittleren Allochthon sehr ähnliche Formen (Bergmyrhobben/Gaskeluoktliden), vorhanden. Das Deckgebirge im Arbeitsgebiet besteht im wesentlichen aus Quarziten, quarzreichen Sandsteinen und untergeordnet Tonschiefern südlich und westlich des Långvattnets, sowie aus Tonschiefern, daneben quarzreichen Sandsteinen und Quarziten nördlich und östlich des Långvattnets.

Wie im Mittleren Allochthon ergibt sich auch hier im Unteren Allochhton für das Grundgbirge bei der an der Rückformung des Deckgebirges orientierten Rückformung eine Prädeformation. Allerdings sind in diesem Fall die meisten Werte der Verteilung der Phase der Entwicklung der Deckeneinheit zuzurechnen und die These der Prädeformation nur mit dem Hinweis auf die Geländebeobachtungen am Bergmyrhobben/Gaskeluoktliden und einigen wenigen Aufschlüssen auf einigen Hügeln im Zentrum und auf der Südseite des Gaskeluoktliden haltbar. Diese These wird auch dadurch plausibel, daß die Verteilung wie im Mittleren Allochthon in den zweiten Quadranten des Stereonetzes rotiert. Die Schwerpunkte liegen nach der Rückformung zwischen den Großkreisen (1) und (3) des Mittleren Allochthons (Abb. 6.11, 6.7).

Die Anlage der Großkreise der Sedimente durch das Maximum der Flächenpole und des Schichtfallens der Meßwerte zur Schichtung ergibt eine Neigung nach Norden. Außerdem zeigt die subsequente Faltung senkrecht zur eigentlichen Transportrichtung eine ähnliche Streuung wie im Mittleren Allochthon. Diese Faltung ist nicht hypothetisch, denn sie läßt sich sowohl im Deckenbau auf der geologischen Karte, als auch im Gelände beim Vergleich von Meßwerten nahe beieinander liegender Aufschlüsse oder in größeren Aufschlüssen erkennen. Offensichtlich ist auch diese um die aus der orthogonalen Richtung zur Transportrichtung ((4) in Abb. 6.10) um Winkel einschließlich der Großkreise (3) und (5) in Abb. 6.10 rotiert. Diese zusätzliche Deformation zur Verstellung beim Deckenbau wird in der vorliegenden Arbeit mit der Nähe zur lateralen Rampe des Deckenstapels im Unteren Allochthon (Abb. 6.14) und außerdem als Gleichgewichtseffekt im physikalischen Sinne (actio = reactio) auf die über die Rampe seitlich wirkende Auflast überlagernder Deckeneinheiten betrachtet (Kapitel 6.3.5).

6.3.5 Ausweichbewegungen während des passiven Transports

Durch die bisher angestellten Überlegungen von den lithostratigraphischen Ansätzen bis zur geologischen Karte mit dem Deckenbau zum Mittleren Allochthon entsteht – durch Zufall gerade im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit – mit Hilfe der relativ hohen Aufschlußdichte ein Gesamtbild mit Strukturen, die eben nicht mehr einfach mit nach Südosten verlaufendem tektonischen Transport erklärt werden können. Dieses Gesamtbild wird von den auf dem Kartenbild durch die Konstruktion des tektonischen Baus entstehenden

Faltenachsen bestimmt. Diese Falten sind häufig im Gelände sogar im Vergleich zwischen kleineren Aufschlußgruppen erkennbar (Daikanberget, Långmyran, Magertjärnen, Grankullen/Bergland, Vackerliden) oder sogar in größeren Aufschlüssen direkt aufgeschlossen (Ullisklumpen, Bakkisberget, Nipen), ohne jedoch einen Zusammenhang im größeren Maßstab erkennen zu lassen. Der größere Zusammenhang im Kartenbild wird durch die Konzeption zur lithologischen Abfolge, den daraus abgeleiteten, etwa konstanten Mächtigkeiten für die Konstruktion des Deckenbaus sowie die Verwendung der Formlinien als Hilfe zur Fortführung der Konstruktionen über Informationslücken hinweg möglich. Erkennbar wird vor allem eine Transpressionszone im zentralen Bereich, durch den das Profil A-A´ (Ullisjaure-Grotjaur) geht (Abb. 6.14). Darüber hinaus weisen auseinander laufende und zusammenführende Faltenachsen auf Dehnungs- und Kompressionsbereiche bzw. auf Wölbungen und Senken hin. Dieser Effekt ist besonders deutlich im gut untersuchten Gebiet auf beiden Seiten des Vojmsjön (Profillinen B und C in Abb. 6.14) erkennbar, welches sich über einem mehrere Decken hoch ansteigenden Dach des Unteren Allochthons befindet. Sowohl die Transpressionsstruktur, als auch die diese unter anderem sichtbar machenden in NW-SO Richtung verlaufenden Faltenachsen (Kapitel 6.3.5.1), gehören zu keiner der von Greiling, 1989, erwähnten Deformationsphasen (D4-D6).

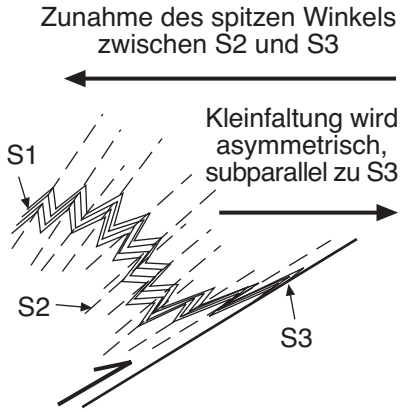


Abb. 6.15: *Skizze zum Zusammenhang zwischen Überschiebungsbahnen und Kleinfalten (Abb. C.9 & 6.16) im Schwarzen schiefrigen Mylonit.*

6.3.5.1 Faltenachsen auf dem Kartenbild

Die in Abb. 6.14 dargestellten Faltenachsen wurden teilweise aus den Detailkarten auf die Karte mit dem größeren Maßstab (Abb. 6.13) übertragen, teilweise erst bei der Zusammenstellung der Karte in Abb. 6.13 wahrgenommen. Wegen der Übertragungen aus den Detailkarten ist es möglich, daß die Zusammenstellung in manchen Bereichen, wegen eines nicht unbedingt offensichtlichen Zusammenhangs mit der geologischen Karte darunter, überinterpretiert erscheint. Anhand der Erfahrungen weiter südlich wurde im weniger intensiv bearbeiteten Gebiet um den westlichen Teil des Storuman etwas großzügiger interpretiert, um ein geschlossenes Gesamtbild zu erhalten.

Das erhaltene Muster der Faltenachsen zeigt ohne die geologische Karte im Hintergrund ein Muster, welches in vielen Punkten auch ohne die geolgische Hintergrundinformation weiter vervollständigt werden könnte. Dies wurde bewußt offen gelassen, um einerseits zu zeigen, daß das Muster im systematischen Sinne geschlossen und daher für sich allein stehend interpretierbar ist, und andererseits um den Bezug zur tatsächlichen Aufschlußverteilung zu erhalten bzw. zu zeigen, daß die Abbildung ein Ergebnis nur aus Elementen aus der Bearbeitung der Schichtungs- und Schieferungsmessung darstellt.

Die generellen Richtungen der Faltenachsen bei 45° und 145° liegen ziemlich genau in und senkrecht zur allgemeinen Transportrichtung im Mittleren Allochthon (Abb. 6.14). Dies zeigt die in die Abbildung integrierte Richtungsrose. Die große Anzahl von Werten für die Richtungsrose entsteht durch die Aufteilung der Linien für die Faltenachsen in Teilstriche und die Einmessung jedes einzelnen Teilstrichs. Dadurch werden auch untergeordnete Variationen in der Richtung der Faltenachsen erfaßt. Die längeren Achsen sind die von Nordwesten nach Südosten verlaufenden. Daher sind in dieser Richtung die meisten Werte ausgewertet worden und in der Richtungsrose ein stärkeres Maximum als parallel zum Streichen der Decken vorhanden. Durch die Rotation eines Teils der Achsen in der transpressiven Zone über der lateralen Rampe des Unteren Allochthons weichen die mittleren Richtungen der Faltenachsen bei 45° und 145° möglicherwiese von den eigentlichen Richtungen leicht ab. Diese sollten etwa bei 30° und 130° liegen (Abb. 6.7, 6.8). Die Rotationen in der transpressiven Zone führen zu einer starken Streuung um diese Schwerpunkte der Verteilung.

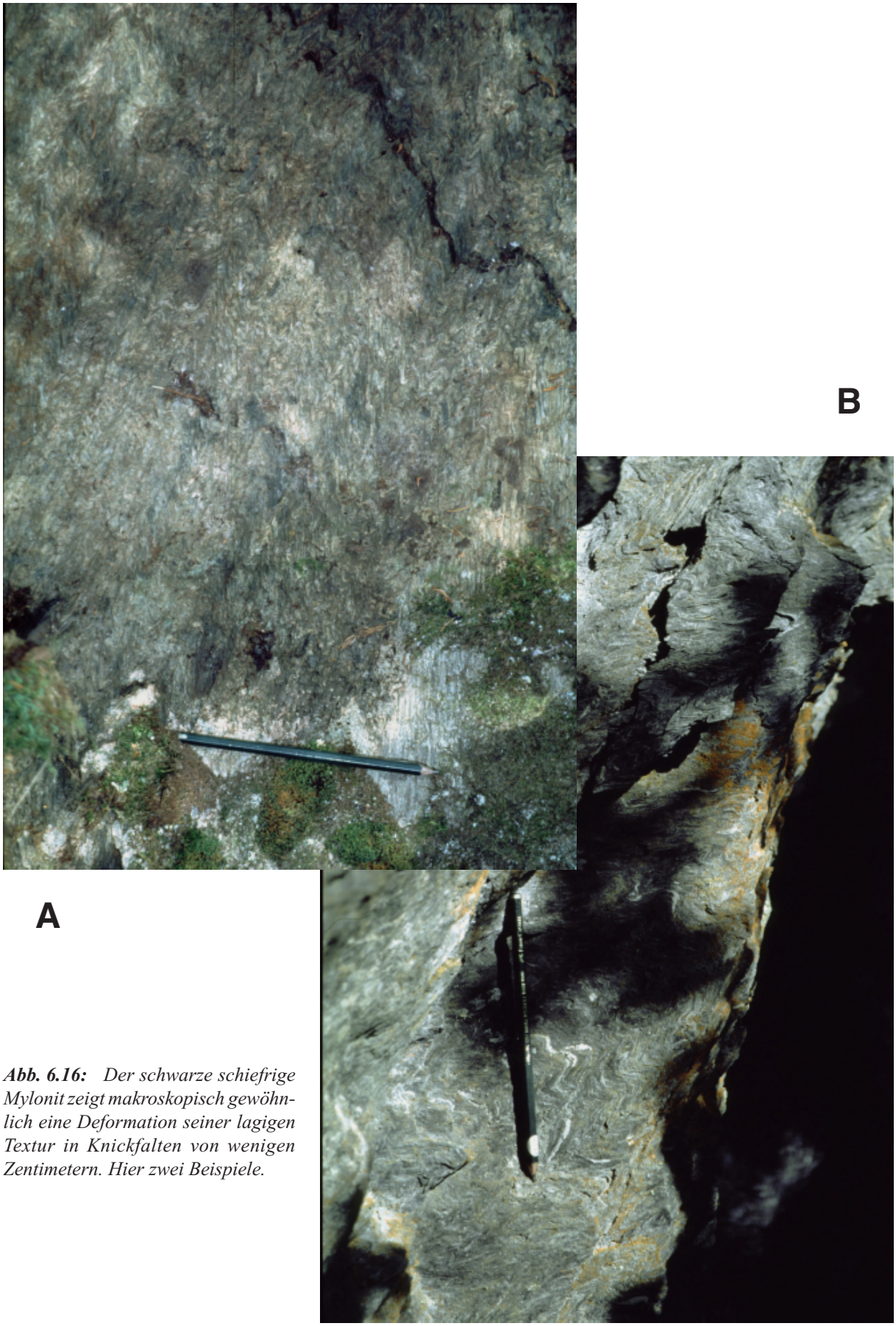


Abb. 6.16: *Der schwarze schiefrige Mylonit zeigt makroskopisch gewöhnlich eine Deformation seiner lagigen Textur in Knickfalten von wenigen Zentimetern. Hier zwei Beispiele.*

Das Umbiegen der NO-SW verlaufenden Achsen im zentralen Bereich deutet auf eine sinsitrale Transpressionszone hin. Diese Transpressionszone wird auch durch die Südwest-Nordost verlaufenden Faltenachsen bestätigt, da diese im zentralen Bereich auf beinahe Ost-West Streichen drehen. Nach Nordwesten scheint diese Transpressionszone auszuklingen. Ihre Auswirkungen auf den Verlauf der Faltenachsen erreichen eben noch die Erosionsgrenze des Oberen Allochthons. Die Ursache für diese Transpressionszone läßt sich aus den drei Schnitten durch das Arbeitsgebiet ableiten (Abb. 4.4). In diesen Schnitten ist das westliche Ende des Deckenstapels des Unteren Allochthons dargestellt. Am Verlauf der Faltenachsen orientiert ergibt sich daraus in etwa die in Abb. 6.14 skizzierte Rampe am Westrand des Deckenstapels des Unteren Allochthons. Die Verbindung zwischen Schnitt B und Schnitt C ergibt einen Verlauf von Nordosten nach Südwesten. Die Fortführung von Schnitt B zu Schnitt C ergibt einen Verlauf von Westen nach Osten. Diesem Verlauf folgt – erkennbar am Verlauf der Faltenachsen – grob der Deckenbau des Mittleren Allochthons und darüber hinaus auch der östliche Rand des Oberen Allochthons. Im Bereich der Transpressionszone verläuft der Westrand des Deckenstapels im Unteren Allochthon in Ost-West-Richtung. Östlich davon biegt dieser Westrand über dem heutigen Erosionsniveau nach Norden und danach nach Westen um (in Abb. 6.14 gestrichelt dargestellt). Genau diesem Verlauf folgt der östliche Rand des Oberen Allochtons (einschließlich der tektonischen Klippe südlich des Storuman und nördlich von Grannäs).

Während der Phase der Deckenstapelung im Unteren Allochthon wurde das Mittlere Allochthon östlich dieser Rampe auf dem Unteren Allochhton passiv und gleichzeitig westlich davon auf der Basisabscherfläche des orogenen Keils aktiv (sic!) bewegt. Aus den Schnitten in Abb. 4.4 ergibt sich östlich dieser Rampe ein Anstieg des Daches des Unteren Allochthons auf eine Höhe von mindestens drei Deckenmächtigkeiten der Deckeneinheit. Diese Form des Deckenstapels wurde in Abb. 6.14 ebenfalls skizziert (Rampe 1 - 3). Dieser während der Bewegung in Transportrichtung allmählich entstehende vertikale Anstieg, zusammen mit dem Umbiegen der Rampe des Unteren Allochthons nach Osten zwischen Schnitt A und Schnitt B aus Abb. 4.4, verursacht zunehmende Spannungen im Streichen (Querspannungen) des Mittleren Allochthons während der Bildung des Unteren Allochthons. Durch die Entstehung des Unteren Allochthons und einen nicht überall senkrecht zur Transportrichtung verlaufenden westlichen Rand des Deckenstapels entsteht in der Anpassung an diesen westlichen Rand eine (passive) Verkürzung (sic!) der überlagernden Einheiten. Die dabei ablaufenden mechanischen Beanspruchungen erzeugen Dehnung über dem Dach der Deckenstapel der liegenden Einheit (in bezug auf Abb. 6.14 generell auseinander laufende Faltenachsen), Transpression über der lateralen Rampe (generell neu ausgerichtete Faltenachsen) und Kompression in den Senken zwischen den Rampen (zusammenlaufende Faltenachsen). Je mehr sich die Verläufe solcher Rampen in die Transportrichtung drehen (im vorliegenden Fall bis 30° an die Transportrichtung heran), desto stärker sind eben genannte Erscheinungen ausgeprägt. Die entstehenden durchbrechenden Überschiebungen sind nicht nur im klassischen Kontext mit passiver Übersteilung des Deckenstapels (Platt 1988), sondern auch im Zusammenhang mit diesem Spannungsfeld erklärbar (Kapitel 6.3.5.4). Die aus dem Muster der Faltenachsen interpretierte Tektonik folgt also den aus der gegebenen Geometrie zu erwartenden Spannungsverteilungen auf der Westseite der Deckenstapel im Unteren Allochthon.

Die Erfassung des Faltenmusters in der vorliegenden Arbeit endet dort, wo sich der Erosionsrand des Mittleren Allochthons befindet (Abb. 6.13, 6.14). Wie in Kapitel 6.3.3 bereits angedeutet, wurde der Verlauf der Decken aus Greiling et al. (1999a & b) übernommen. Dort orientiert sich die Interpretation der Geländebefunde zum Verlauf der Decken weniger an den lokal gemessenen Fallwerten, sondern mehr an dem aus den Erfahrungen der Kartenblätter weiter südlich abgeleiteten generellen Verlauf der Decken. Der entstehende Spielraum in weniger gut aufgeschlossenen Bereichen wird dabei entsprechend anders genutzt, als bei der in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagenen Konstruktion mit Formlinien. Dadurch wird jedoch der Verlauf der Faltenachsen verwischt bzw. ungenau wiedergegeben. Um vom Anliegen der vorliegenden Arbeit, das Mittlere Allochthon tektonisch zu strukturieren, nicht zu weit abzukommen, wird auf eine Darstellung der Aufarbeitung des tektonischen Baus des Unteren Allochthons und auf die dann gleichzeitig notwendige Diskussion dieser Punkte zu Greiling et al. (1999a & b) verzichtet. Grundsätzlich wurde genauso wie in Kapitel 6.3.4.6 nach dem phsikalischen Prinzip „actio = reactio“ ein fortgesetzter Verlauf der Faltenachsen bzw. ein ähnliches Verteilungsmuster der Faltenachsen im Unteren Allochton festgestellt. Einige Anhaltspunkte zu einer von Greiling et al. (1999a & b) abweichenden Darstellung ergeben sich aus den Schnitten in Abb. 4.4 und den damit lokalen Änderungen im Bereich der Deckengrenze zum Mittleren Allochthon am Vojmsjön.

Die Transpressionszone ist auf die Ausdehung der in Ost-West Richtung verlaufenden lateralen Rampe des Unteren Allochthons begrenzt. Außerdem betrifft sie lediglich die Südseite der Lücke im Verlauf des Decken-

stapels zwischen Vojmsjön und Storuman (Abb. 6.13, 6.14). Auf der Nordseite sind dagegen nur sehr viel schwächere Variationen im Verlauf der Faltenachsen zu verzeichnen. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die laterale Rampe des Deckenstapels des Unteren Allochthons auf der Südseite höher und steiler als auf der Nordseite ist. Dieser Hinweis paßt auch zur allgemeinen Nordostwärtsneigung der Deckeneinheit (Kapitel 6.3.4.3).

Im Südwesten von Abb. 6.13 bzw. Abb. 6.14 weist das Umbiegen der Faltenachsen am Westende des Vojmsjön in den Ost-West Verlauf des Dikasjön hinein auf den weiteren Verlauf des Nordrandes des Duplexes hin. Solche in Ost-West Richtung verlaufenden Falten werden auch an anderen Stellen des Gebirges beobachtet (Hetenjaure: Degen 1992, Børgefjell: Greiling et al. 1989, Bereich um Slussfors).

6.3.5.2 Durchbrechende Überschiebungen

Durchbrechende Überschiebungen lassen sich unter einem schematischen Standpunkt im Sinne von Platt (1988) als Ausgleichsbewegungen über neue Überschiebungsbahnen charakterisieren, welche entstehen, nachdem die alten nicht weiter reaktivierbar sind. Die lokale, in Abb. 6.14 an den Faltenachsen ablesbare Verformung der Decken und Deckeneinheiten führt im in Abb. 6.14 vorliegenden Fall zusammen mit dem in Kapitel 4 entwickelten Deckenbau zu einer im folgenden erläuterten, weiteren Differenzierung der durchbrechenden Überschiebungen.

Bei der Bildung von Deckenstapeln werden aus dem Wechselspiel zwischen dem Eigengewicht der überlagernden Decken, dem Widerstand an Rampen und auf den Bewegungsflächen, der auf Rampen zusätzlich vorhandenen Hangabtriebskraft, der inneren Stabilität der passiv bewegten Einheiten, der vorwärts bewegenden Transportkraft sowie der sich ändernden Geometrie senkrecht zur Transportrichtung Spannungen aufgebaut, welche sich auf die hangenden Einheiten und auch gleichzeitig auf den sich entwickelnden Deckenstapel auswirken. Grundsätzlich entsteht ein Spannungsfeld, in welchem der sich bildende Deckenstapel möglichst niedrig (sic!) gehalten wird. Im Prinzip wächst der Deckenstapel in vertikaler Richtung nur so sehr, wie die hangenden Einheiten die dabei nötig werdende passive Deformation aufnehmen können. Genauso wird über dasselbe Prinzip die horizontale Ausdehnung begrenzt oder begünstigt. Lokal kommt es zu Spannungskonzentrationen, welche die (Biege- und/oder Scher-) Festigkeit der hangenden Decken übersteigt. Die in der Folge entstehenden durchbrechende Überschiebungen reichen nicht notwendigerweise zum Fuß der Deckeneinheit, sondern können als Entlastungsstruktur auch auf jede andere Überschiebungsbahn reichen (Schnitt B in Abb. 4.4, die westliche kleinere durchbrechende Überschiebung in Abb. 6.14). Der Unterschied zu Platt (1988) besteht in der Ursache für die Entstehung. Bei Platt (1988) ist die Ursache eine anhaltende Transportbewegung mit Übersteilung der Deckenüberschiebungsbahnen und einem damit einhergehenden Mangel an Bewegungen an den bereits vorhandenen Überschiebungsbahnen, im vorliegenden Fall ist es eine Entlastungsstruktur im Bereich eines sich im Streichen ändernden Deckenstapelrandes infolge von Spannungsaufbau aus geometrischen Gründen.

Im Spannungsfeld zum in Abb. 6.14 vorliegenden Fall läßt sich noch eine weitere, dritte Art von durchbrechender Überschiebung als Entlastungsstruktur beschreiben. Eine über eine große Distanz verfolgbare durchbrechende Überschiebung läßt sich anhand von Aufschlüssen zwischen Skäggvattnet (etwa im Zentrum von Abb. 6.13 und am südöstlichen Ende der in Abb. 6.14 skizzierten Transpressionszone) bis nach Strömsund und wahrscheinlich noch weiter zum Mattaberget (nördlich von Strömsund) verfolgen. Auf der Gemarkung Skäggvattnet läßt sich die durchbrechende Überschiebung durch Gesteine des Unteren Allochthon nachweisen. Durch die in der vorliegenden Arbeit verwendete lithologische Abfolge ergeben sich weitere Anhaltspunkte für die durchbrechende Überschiebung in den Gesteinen des Mittleren Allochthons südwestlich des Grotjaure. Nördlich des Grotjaur sind wiederum Gesteine des Unteren Allochthons aufgeschlossen. In Nipen ist die durchbrechende Überschiebung nur erkennbar, wenn die lithologische Abfolge der vorliegenden Arbeit zu Grunde gelegt wird. Zwischen Nipen und Storuman gibt es nur wenige Aufschlüsse. Doch auf der Nordseite des Storuman auf der Südseite der Halbinsel Långbäck befindet sich ein größerer Bereich mit Gesteinen des Unteren Allochthons. Aufgrund der Größe des Ausstrichs ist eine größere Ausdehnung der durchbrechenden Überschiebung denkbar, und damit auch ein Zusammenhang mit der durchbrechenden Überschiebung in Nipen möglich. Nördlich von der Halbinsel läßt sich die durchbrechende Überschiebung im Mittleren Allochthon verfolgen. In Strömsund sind im Unteren Allochthon nur sehr wenige Aufschlüsse vorhanden. Eine kompliziertere Struktur wie eine durchbrechende Überschiebung läßt sich hier nicht direkt nachweisen. Allerdings ist auch der in Greiling et al. (1999) interpretierte Deckenbau ebenfalls nur aus

der in der Karte dargestellen Aufschlußsituation ableitbar, aber nicht zu belegen. Etwas nördlich von Strömsund auf der Westseite des Mattabergets, lassen sich anhand der gleichen Kriterien wie in Daikanvik rote Konglomerate des Mittleren Allochthons von den roten Konglomeraten des Unteren Allcohtons unterscheiden. Diese Unterscheidung weist auch hier auf eine durchbrechende Überschiebung hin. All die genannten Lokalitäten liegen in einem Streichen. Dieses Streichen verläuft senkrecht zum Steichen der Muldenstruktur, welche die nach Osten ausweichende und dann wieder nach Westen zurück verlaufende Rampe des Deckenstapels des Unteren Allochthons in Abb. 6.14 (gestrichelte Linie) für die hangenden Einheiten bildet. Diese durchbrechende Überschiebung kann also als Entlastungsstruktur für das durch die Muldenstruktur im Mitteleren Allochthon erzeugte Spannungsfeld, also als Folge der passiven Anhebung, Absenkung und Anhebung des Mittleren Allochthons durch die Bewegungen im Unteren Allochthon, verstanden werden.

Durch die passive Anhebung entstehen über dem Dach des Duplexes, also im Mittleren Allochthon, Dehnungsspannungen. Umgekehrt entstehen in der Senke Kompressionsspannungen. Diese werden noch durch eine allgemeine Nord-Süd Kompression während der aktiven Entwicklung des Unteren Allochthons überlagert. Eine solche allgemeine Nord-Süd Kompression kann aus der verschiedentlich beobachteten Nordwärtsneigung der Deckeneinheit, welche auch in Abb. 6.7 bestätigt ist, aus dem Verlauf des Duplexrandes in Abb. 6.14, sowie aus der Position der Scherzone bzw. aus deren fehlender, entprechend großräumigen Symmetrie, in Abb. 6.14 und Abb. 6.10 interpretiert werden. In der Senke zwischen den Duplexen wird das Mittlere Allochthon also – belastet vom Eigengewicht und dem Gewicht der hangenden Einheiten und auf der Basisüberschiebungsfläche des orogenen Keils nach Südosten überschoben – in Nord-Süd Richtung komprimiert. Gleichzeitig wird die Senke im Osten ebenfalls durch das Untere Allochthon begrenzt und damit das Mittlere Allochthon bzw. die hangenden Einheiten des Unteren Allochthons in der Eigenbewegung auf der Basisüberschiebungsfläche in der Muldenstruktur gehemmt. Somit steht hier die das Mittlere Allochhton in den zur Basisüberschiebungsfläche parallelen Richtungen unter höherer Kompressionsspannung als anderswo. Lediglich die in vertikaler Richtung vorhandenen Spannung durch das Eigengewicht der Einheiten unterscheidet sich nicht wesentlich von anderen (proximalen) Bereichen des orogenen Keils. Die hier verlaufende durchbrechende Überschiebung ist also die logische Entlastungsstruktur zum aus der vorliegenden lokalen deckentektonischen Geometrie abzuleitenden Spannungsfeld.

6.3.5.3 Transpressionszone und vertikale Scherflächen im Gelände

Das aktuelle Unterkapitel erläutert den Zusammenhang zwischen der in Abb. 6.14 aus dem Muster der Faltenachsen abgeleiteten Transpressionszone und im Gelände beobachtete bzw. aus Aufschlußkonstellationen abgeleitete vertikale Scherflächen. Voraussetzung für die Ableitung dieser Scherzonen aus vorliegenden Aufschlußkonstellationen ist wiederum die Unterscheindung der Lithologien, wie sie am Anfang der vorliegenden Abeit eingeführt wurde. Der Schersinn der Transpessionszone in Abb. 6.14 ist in der Abbildung jeweils an der nördlichen und südlichen Begrenzung, sowie an den beiden diagonalen Scherbahnen dargestellt. Beide Richtungen der diagonalen Scherbahnen symbolisieren die im Gelände möglicherweise auftretenden, kleinräumigeren Strukturen und sind nicht als konkrete Scherbahnen zu verstehen. Der Verlauf der Faltenachsen ist in diese Richtungen gedreht. Der Winkel von etwa 85° zwischen den beiden Richtungen (Faltenachsen in 80°-90° und Faltenachsen ca. 170° in Abb. 6.14) entspricht dem theoretischen Winkel von 90° zwischen Fiederspaltenflächen und Schieferungsflächen in Scherzonen (Möbus 1989, Kapitel 10.10.2). In bezug auf die lokale Orientierung des Westrandes des Deckenstapels im Unteren Allochthon in der Transpressionzone bedeutet diese Neuorientierung der Faltenachsen eine potentielle Öffung der Falten der einen Richtung und eine Stabilisierung der Einheiten durch die andere Richtung für das Gleiten über die Rampe des Deckenstapels im Unteren Allochthon. Entsprechendes ist im Gelände beobachtbar. Während die Ost-West streichenden Falten (Skäggvattnet, Magertjärnen, Ullisbäcken) schwach bis offen sind, sind die ungefähr Nord-Süd streichenden Falten offen bis geschlossen (Långmyran, Björklidhobben, Luspeberget). Gleichzeitig bilden die Haupschieferungsflächen dieser Falten potentielle Scherflächen, welche sich im Spannungsfeld über der Rampe des Deckenstapels im Unteren Allochthon zu Scherflächen mit Versatz entwickeln können. Genau in dieser Position über der Rampe sind in der Transpressionszone bei der Geländearbeit und bei der Auswertung derselben solche kleinräumigen Scherflächen aufgefallen.

Nördlich des Magertjärnen existiert eine kleinräumige, etwa in Ost-West Richtung verlaufende Aufschiebung nach Norden, wobei die lithologischen Veränderungen und Strukturwerte über diese hinweg einen kleinen vertikalen und gleichzeitig deutlich dextralen Versatz anzeigen. Der Versatz liegt im zentralen Bereich der Struktur bei etwa 50 m. Diese Struktur ist direkt aufgeschlossen, und liegt, wie Abb. 6.14 zeigt, in etwa

über dem Top der lateralen Rampe. Der vertikale und dextrale Versatz sind anhand der umliegenden Aufschlüsse nachvollziehbar, sofern die in der vorliegenden Arbeit zu Grunde gelegten lithologischen Unterscheidungen verwendet werden. Strukturell läßt sich der dextrale Versatz außerdem anhand der Muldenstruktur erkennen, welche die umliegenden Aufschlüsse bilden. Diese Muldenstruktur ist abgeschnitten, was Entstehung der Scherfläche nach der Faltung belegt, und zeigt einen Versatz von ungefähr 500 m.

Auf der Ostseite des Ullisbäcken ist zwar keine transpressive Scherbahn direkt aufgeschlossen, doch die Aufschlußdichte ist hier hoch genug, um aus den lithologischen Verteilungen eine steil stehende dextrale Verschiebungsfläche abzuleiten. Auch hier ist diese Interpretation nur möglich, wenn die lithologischen Unterscheidungen der vorliegenden Arbeit zu Grunde gelegt werden. Der Versatz liegt hier bei etwa 50 - 100 m. Die Ausrichtung der Scherbahn entspricht in etwa der in Abb. 6.14 angegebenden diagonalen Richtung in 170°. Auch diese Strukur liegt über der Rampe des Deckenstapels im Unteren Allochthon.

Nordöstlich des Luspebergets am Ullisjaure wurde ebenfalls bereits bei der Auswertung des Geländebefundes eine strukturelle Anomalie gefunden. Hier gilt es, entweder die Mächtigkeiten der Lithologien entsprechend den Beobachtungen in anderen Teilen des Arbeitsgebietes beizubehalten, wodurch eine dextrale Versatzzone mit bis zu mehrern hundert Metern Versatz entsteht, oder auf die Konstanz der Mächtigkeiten zu verzichten und eine mit extremen Mächtigkeitsschwankungen verbundene Flexur zu konstruieren. Die Ausrichtung dieser Versatzzone entspricht ebenfalls der diagonalen Richtung in Abb. 6.14. Dieser Bereich liegt, in Bewegungsrichtung der Decken gesehen, etwas nördlich der Rampe des Deckenstapels im Unteren Allochthon. Auch hier werden die beiden alternativen Interpretationsmöglichkeiten erst durch die in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagenen lithologischen Differenzierung erkennbar.

6.3.5.4 Die Nordost-Südwest Einengung

In diesem Teilkapitel werden Anzeichen und mögliche Ursachen zur NW-SO streichenden Faltung aufgearbeitet. Die Existenz dieser Faltung ist nach Auswertung der geologischen Karte (Abb. 6.13), der Stereoanalyse zu den gemessenen Fallwerten (Abb. 6.7, 6.8, 6.9) und den Geländebeobachtungen vom westlichen Ende des Vojmsjön (Abb. 2.2), zwischen Bergland und Harrvik (Abb. D.8), um den Daikanberget und um den Ullisjaure nicht zu bezweifeln. Ferner wurde diese Eingengung bereits in Bartusch (1995) erwähnt (Abb. 6.17).

Diese Einengung im NO-SW Streichen ist im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit vor allem im westlichen Teil des Mittleren Allochthons wegen der stärker entwickelten Faltung leichter erkennbar und läßt sich aufgrund der bisher erarbeiteten Information folgendermaßen charakterisieren:

1. Die durch die Eingengung erzeugte Faltung ist auch dort vorhanden und vielfach sogar ausgeprägter entwickelt, wo das Mittlere Allochthon nicht vom Unteren Allochthon unterlagert wird.

2. Die Drehung der NW-SO streichenden Faltenachsen im Zusammenhang mit dem passiven Transport auf das Untere Allochthon in Abb. 6.14 ist ein Hinweis auf eine Entstehung dieser Faltung vor dem Transport über das Untere Allochthon.

3. Jüngere, diese Faltung schneidende Strukturen sind durchbrechende Überschiebungen und zu den Faltenachsen subparallele, bei der passiven Bewegung über Rampen des Deckenstapels im Unteren Allochthon entstandene Scherflächen.

Die vorstehenden Punkte sind starke Argumente dafür, von einer Entstehung dieser Faltung vor dem passiven Transport der hangenden Einheiten auf dem Unteren Allochthon auszugehen. In Kapitel 6.3.4.5 wird bereits darauf hingewiesen, daß ein Einfluß der Rampen der Duplexe der ersten Phase im Mittleren Allochthon möglich ist. Gleichzeitig sind ähnliche Faltenachsenrichtungen im Unteren Allochthon bekannt (zwischen Långvattnet und Storuman parallel zum Ostende des Långvattnets), die auch als Scharnier für die Nordostwärtsneigung (Kapitel 6.3.4.3, 6.3.5.1) in Frage kommen. Faltenachsen in Nord-Süd Richtung und Ost-West Richtung sind bereits in diesem Teil des orogenen Keils bekannt (Mittleres Allochthon: D4 und D6 in Greiling 1989; Oberes Allochthon: D6 und D7 in Greiling et al. 1989). Nur NW-SO streichende Falten wie in der vorliegenden Arbeit wurden bisher nicht erwähnt. Dennoch spricht der Gesamteindruck aller Argumente aus Sicht der vorliegenden Arbeit für einen über die Phasen der Deckenstapelung hinweg auf der Basis von re-

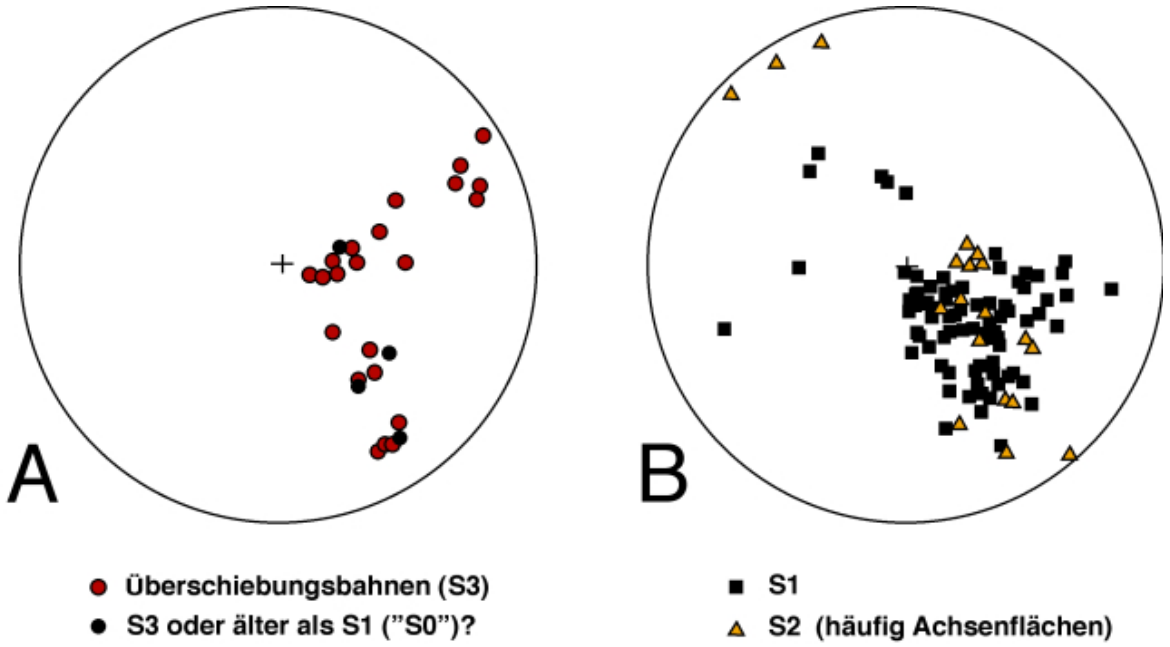


Abb. 6.17: *Eine erste Auswertung der Pole der verschiedenen Foliationflächen aus Bartusch (1995). Die Verteilung der Flächenpole zeigt eine Faltung in NO-SW Richtung mit nach Nordwesten einfallender b-Achse. Unterschiedlich alte Deformationenen sind dabei unterschiedlich stark von der Eingengung in NO-SW Richtung betroffen.*

gionalen Faktoren wirkenden, zur allgemeinen Transportrichtung nach Südosten subsequenten Prozeß. Solche regionale Faktoren können, z.B. wie in Kapitel 4 und Kapitel 5 angesprochene, vor der Orogenese vorhandene physikalische Faktoren, wie regional ähnlich streichende Beckengrenzen am Kontinentalrand Balticas oder geometrische und physikalische Folgen einer wie im Kapitel 7.4 vorgeschlagenen rotierenden Konvergenz der Kontinentalplatten sein. Gegenseitig subparallele und gleichzeitig zum vorderen Rand des orogenen Keils subparallele Beckenränder am Kontinentalrand Balticas hätten durch einen Wechsel der Festigkeiten der Gesteine auf breiter Front (nicht nur lokal) eine Veränderung des Winkels zwischen Hauptspannungsachse des Spannungesellipsoids und der Horizontalen (Kapitel 7) und damit eine Änderung der Ausschuppung neuer Decken und des entstehenden Deckenbaus zur Folge. Dadurch würde die Existenz der im Unteren und Mittleren Allochthon vorhandenen Deckenstapel aus mehrheitlich Grundgebirgsgesteinen als eigene Unterstrukturen im Deckenbau der Deckeneinheit erklärt. Die lateralen Rampen dieser Deckenstapel könnten ihrerseits Vorgabe für die Anlage parallel zur Transportrichtung verlaufender Faltung sein. Das „Verschwinden" dieser Faltung bzw. ihre Umformung in Ost-West und Nord-Süd verlaufende Faltung in den höheren Einheiten könnte durch wiederholtes bzw. durch Wiederholung den größten Teil der Deckeneinheiten abdeckendes Rotieren durch passive Bewegungen über laterale Rampen entsprechend des in Abb. 6.14 dargestellten und in den vorstehenden Kapiteln diskutierten Prozesses entstanden sein. Gleichzeitig könnte die Anlage der Faltung parallel zur Transportrichtung in den jeweils aktiv bewegten Einheiten an der Basis des orogenen Keils für eine sehr geringe, dennoch wirksame senkrechte Komponente zur allgemeinen Transportrichtung durch rotierende Konvergenz der Kontinentalplatten als Scharnier gewirkt haben (Unteres Allochthon allgemein ca. 10°, Deckenstapel der ersten Phase im Mittleren Allochthon ca. 25°, siehe auch Abb. 6.7 ff.). Der Zusammenhang zwischen Neigung der Einheiten und der rotierenden Konvergenz der Kontinetalplatten begreift sich aus dem lokalen Blickwinkel der voliegenden Arbeit als Idee und als Beispiel für die Größenordnung und Art dafür, welche regionalen Faktoren in Frage kommen könnten.

6.4 Qualitatives Untersuchungs-beispiel

In den bisherigen Kapiteln wurden tektonische Erscheinungen im Maßstab des Ausstriches des Mittleren Allochthons oder als statistische Verallgemeinerung der Meßwerte der Deckeneinheit diskutiert. In diesem Kapitel soll am Beispiel des aufgeschossenen Duplexes der ersten Phase am Westende des Vojmsjön, östlich von Dikanäs untersucht werden, inwiefern die im großen Maßstab gemachten Beobachtungen und Interpretationen im sehr viel lokaleren Detail oder sogar in einzelnen Aufschlüssen sowohl an Schieferung und Klüftung, als auch an Störungen und Harnischen wiederzufinden sind. Dieser Teil der Deckeneinheit besteht aus den interessantesten, aber auch den am schwierigsten zu interpretierenden Gesteinstypen. Darunter finden sich vor allem Phyllonite, Mylonite und Schiefer aus dem Grundgebirge.

In der statistischen Auswertung im Kapitel 6.3.4 wurden insgesamt drei Deformationsphasen festgestellt. Dabei entstand die These, daß noch ältere Deformationen präkaledonisch seien. Greiling (1989) stellt am Ostrand der Kaledoniden sechs Deformationsphasen für das Mittleren Allochthon fest. Die letzten drei Deformationsphasen wurden dem passiven Tranport zugeordnet. Die dritte Deformationsphase stellt die Hauptransportphase der Decken dar, die beiden älteren, penetrativen werden in Greiling (1989) früheren Transportphasen, einer passiven Versenkung durch Subduktion unter dem orogenen Keil, zugeordnet. In der vorliegenden Arbeit wird diesen Aussagen insofern nicht widersprochen, als solche penetrativen, eindeutig kaledonischen Deformationen an Überschiebungsbahnen ebenfalls vorgefunden wurden (Dalsån, Dikaån). Die davon abweichende, weiter gehende Interpretation aus Kapitel 6.3 bezieht sich auf Daten in unterschiedlichem Abstand zu den Überschiebungsbahnen, also auch auf die „Kerne“ der Decken. Im Hinblick auf solche, besser erhaltene Kerne mit umgebenden penetrativ zerstörten Gesteinen, wurde die nach der Rückformung in Abb. 6.7 enthaltene Restdeformation als noch erhaltene, präkaledonische Deformation interpretiert.

Besonders in den schwarzen schiefrigen Myloniten (einschließlich der grauen bis dunkelgrauen Schiefer) ist häufig eine überraschend gleichmäßige Schieferung aus zylindrischen Knickfalten (Möbus 1989) mit Schenkellängen von wenigen Zentimetern (Abb. 6.15, 6.16) entwickelt. Diesen Myloniten und Schiefern kommt bei den Auswertungen eine Schlüsselrolle zu (Kapitel 6.3.4.5). Die Achsenflächen S2 der zu Knickfalten verfalteten älteren Schieferung S1 (Abb. 6.15, 6.16, C.7, C.9) sind gewöhnlich über mehrere Dezimeter hinweg ebenmäßig ausgebildet, jedoch in der Nähe von S3-Flächen parallel zu diesen rotiert (Abb. 6.15, Abb. 6.2). Diese S3-Flächen haben gewöhnlich einen Abstand im Dezimeter- bis Meterbereich. Die Flächen sind deutlich entwickelt und täuschen in größerem Abstand vom Aufschluß eine Bankung vor.

Bei genauerer Betrachtung dieser S3-Flächen sind auf einigen sehr große Harnische zu entdecken, die diese Kluftflächen als Aufschiebungsbahnen identifizieren. Auf allen diesen Kluftflächen hat wahrscheinlich Bewegung stattgefunden. Gewöhnlich sind diese Bewegungen wahrscheinlich als kleinräumig anzusehen, was beispielsweise dünne, mit hellen Mineralen verwachsene Adern immer wieder anzeigen. Auf einigen dieser Flächen (Abb. 6.2) befinden sich dagegen sehr gut ausgebildete große Harnische. Diese Harnische und die penetrativen Deformationen auf der liegenden Seite der Bewegungsbahn zeigen an diesen Flächen erheblichen Transport an. Diese Störungen (parallel zu S3 in Abb. 6.15, C.9) werden als Überschiebungsbahnen interpretiert oder zumindest als zu Überschiebungsbahnen parallelen Flächen der Bewegung mit größeren Transportweiten während der Haupttransportphase bei der Deckenbildung im Mittleren Allochthon aufgefaßt.

6.4.1 Das Mittlere Allochthon am Westende des Vojmsjön

Um die Bewegung auf diesen Flächen näher zu betrachten, werden die Zusammenhänge aller Strukturwerte in einem relativ kleinen Bereich aus vier nahe beieinander liegenden Aufschlüssen zwischen Bjurviken und Björkängen/Bergland untersucht (Abb. 2.2, 6.18, darunter auch der Aufschluß in Abb. 6.2, 6.16). Dabei wird den rekonstruierbaren Bewegungen um die vermessenen Faltenachsen aus diesen Aufschlüssen besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Die Aufschlüsse liegen am Westende des Schitts B-B' die NW-SO. Diese Aufschlüsse liegen in der Nähe der Achsenlinien einer doppelten Torsalfalte (zwei Achsen-

linien), die von Südosten kommend ihren Südost-Nordwest Verlauf (parallel zum Vojmsjön) im Umfeld der Aufschlüsse in einen Ost-West Verlauf (parallel zum Dikasjön) ändert (Schraubfalte). Der Deckenbau (im Duplex der ersten Phase) bildet an dieser Stelle in der Torsalfläche (Tangentenfläche) ein flaches "M". Nach Westen nähern sich die beiden Achsenlinien und die "M"-Form wird noch ausgeprägter. Nach Südosten vereinen sich die Sättel und es entsteht eine breite, flache Antiklinale in deren Zentrum in etwa Bergland liegt. Nach Westen verlaufen die beiden Sättel noch etwas näher beieinander und die "M"-Form wird noch ausgeprägter. Nach Südosten vereinen sich die Achsenlinien während sich die Faltenstruktur insgesamt vergrößert und weitet und es entsteht eine breite, flache Antiklinale in deren Zentrum in etwa Bergland liegt. Die betreffenden Aufschlüsse liegen ungefähr auf der nördlichen Antiklinalen (Achsenlinie) dieser Faltenstruktur.

Im Gelände ist in größeren dieser Aufschlüsse durchweg erkennbar, daß diese Störungsflächen bzw. Flächen der Bewegung (S3) nicht eben durchlaufen, sondern gebrochen (geknickt) deformiert sind. Es entsteht schon im Gelände der Eindruck von stufigen, in offenen, zylindrischen Falten von Westen nach Osten aufsteigenden Flächen. Senkrecht auf diesen Flächen stehende Klüftung ist ebenfalls gebrochen (geknickt).

Die b-Achsen der gebrochenen S3-Flächen, die b-Achsen der S1-Flächen sowie die Schnittlineare der gebrochenen Kluftflächen werden in einem Stereonetz abgebildet (Abb. 6.18). Die b-Achsen der S1-Flächen liegen in den S2-Flächen und zeigen die Orientierung der S1-Flächen relativ zu S2-Flächen. Da S2-Flächen, zumindest im Bereich von S3-Flächen, subparallel zu S2 liegen, liegen diese b-Achsen auf einem subparallelen Großkreis zum Großkreis, auf welchem die b-Achsen der S3-Flächen liegen. Die Darstellung beider Wertegruppen in einem Stereogramm führt durch die dadurch erhöhte Datenmenge zu einer Stabilisierung der anschließend gewonnenen Aussage.

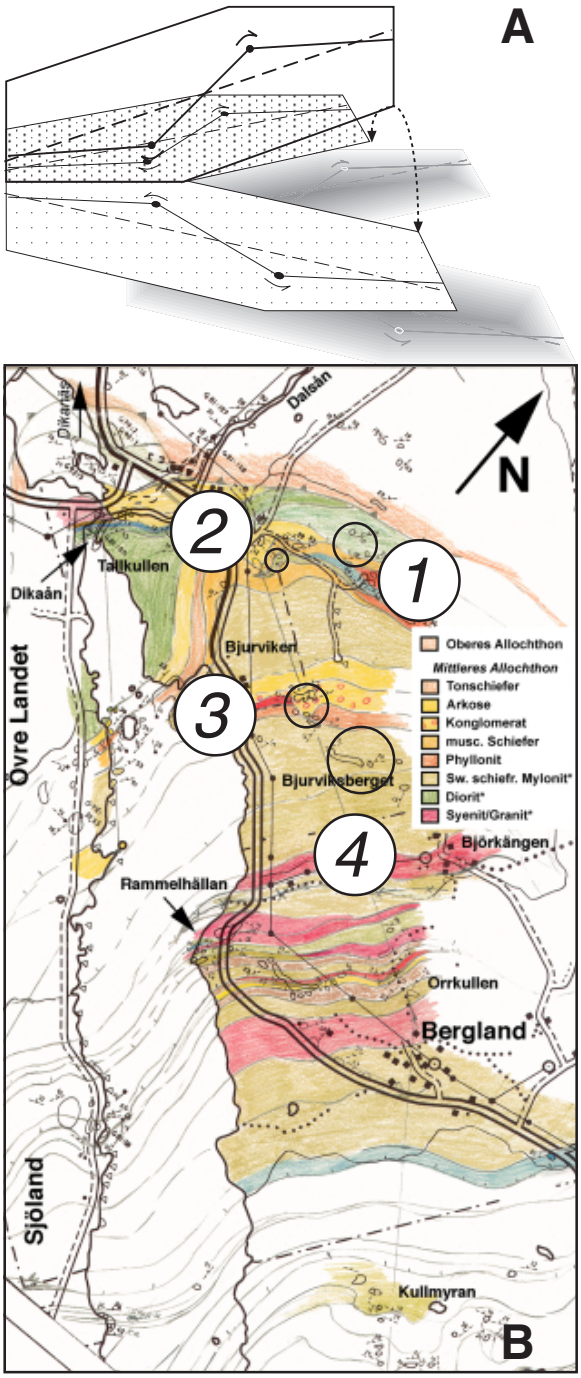
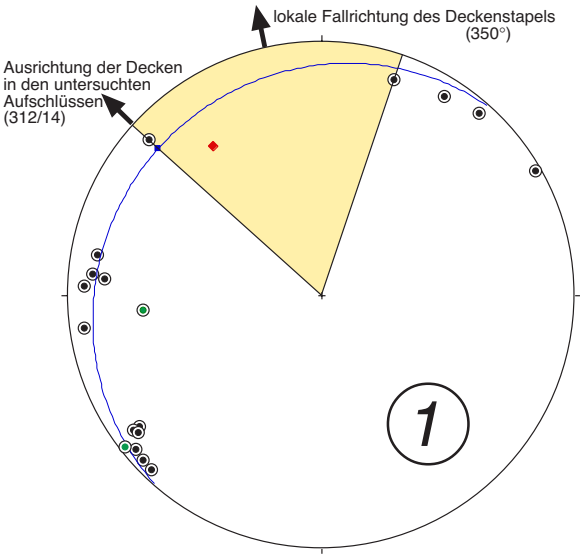


Abb. 6.18: *Zusammenstellung der b-Achsen von S3 (Überschiebungsbahnen) und weiteren Linearen aus einzelnen Aufschlüssen und kleinen Aufschlußgruppen als Detailanalyse. Die Kombination aus Elementen des Hansen-Verfahrens, Geländebeobachtung und Kartenauswertung lassen die mehrphasige Entwicklung der Deckeneinheit erkennen (Deckenstapelung und zwei Deformationsphasen danach). A) Darstellung der Änderung der Drehrichtung um b-Achsen durch Kippung nach der Hansen-Analyse. B) Karte mit den untersuchten Lokalitäten in C)-F). Auswertung siehe Text.*

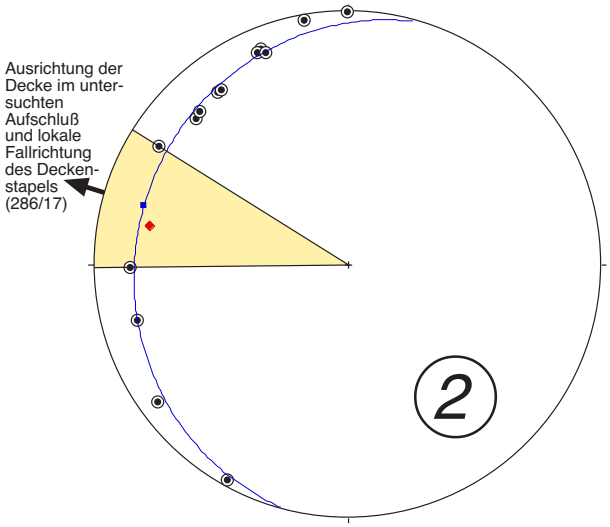
6.4.1.1 Konzeption der Analyse

In der Praxis entsteht gewöhnlich bezogen auf einzelne Aufschlüsse die Schwierigkeit, genügend Werte für eine repräsentative Auswertung zu gewinnen bzw. die vorhandenen Elemente überhaupt einer spezifischen Deformationsphase zuzuordnen (Kapitel 6.3.1). Mit der Messung von beispielsweise Überschiebungsflächen (S3) kann in einer einfachen Auswertung bestenfalls nur die aktuelle allgemeine Ausrichtung festgelegt wer-



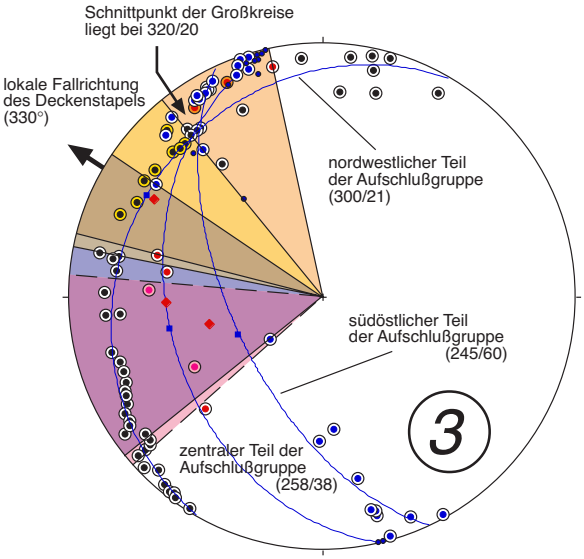
- b-Achsen von S3, N = 17
- b-Achsen der Runzelschieferung, N = 2
- Fallinear des dargestellten Großkreises, 312/14
- Schwerpunkt aller Fallineare von S3, N = 11, 324/28
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 312/14

C



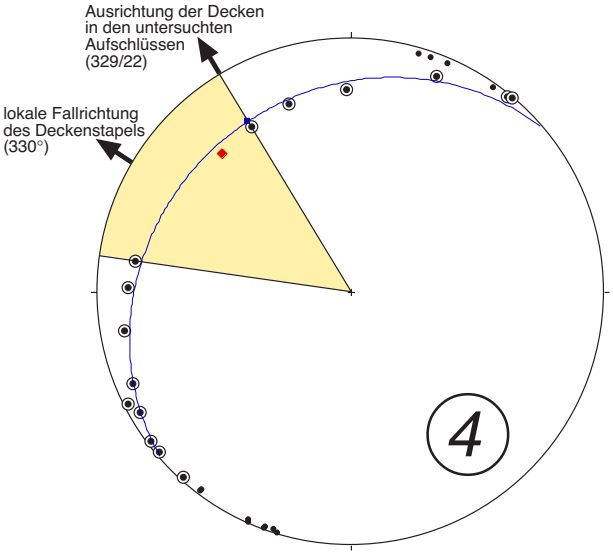
- b-Achsen von S3, N = 15
- Fallinear des dargestellten Großkreises, 286/17
- Schwerpunkt aller Fallineare von S3, N = 6, 281/21
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 286/17

D



- b-Achsen von S3 im Nordwestteil, N = 49
- b-Achsen zwischen den Fallinearen ihrer S3 - Flächen im Westteil, N = 8
- b-Achsen von S3 im zentralen Teil, N = 4
- b-Achsen zw. den Fallinearen ihrer S3 - Fl. im NW' zentralen Teil, N = 2
- b-Achsen zw. den Fallinearen ihrer S3 - Fl. im SW' zentralen Teil, N = 2
- b-Achsen von S3 im Südostteil, N = 29
- b-Achsen von S1, N = 14
- Fallineare der dargestellten Großkreise, 300/21, 258/38 und 245/60
- Schwerpunkt aller Fallineare von S3, NW: N = 18, 300/24, Mitte: N = 6, 268/38, SO: N = 8, 333/78
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 300/21
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 258/38 (Nordwesten)
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 258/38 (Südwesten)
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 245/60
- Die anderen Farben sind Mischfarben und zeigen Überschneidungen.

E



- b-Achsen von S3, N = 15
- b-Achsen von S1, N = 16
- Fallinear des dargestellten Großkreises, 329/22
- Schwerpunkt aller Fallineare von S3, N = 9, 317/26
- Bereich zwischen wechselndem Drehsinn auf 329/22

F

den. Wenn hierzu nur wenige und aufgrund nachfolgender Deformationen stark streuende Werte zur Verfügung stehen, wirkt sogar diese einfache Information ungenau und bietet daher nur eine schwache Basis für aufbauende Interpretationen. Noch sehr viel mehr trifft diese Bewertung auf Auswertungen von Klüftung, S1- oder S2-Flächen, oder ihren relativen Bezug zu. Daher bietet die nun folgende Konzeption den Vorteil, für eine Auswertung eine Darstellung der Deformationsentwicklung zu erhalten und gleichzeitig einen Zusammenhang mit übergeordneten Strukturen oder Beobachtungen (Kapitel 6.3) herzustellen.

Die Grundidee für diese Auswertung ist die Analyse nach dem Hansen-Verfahren (Abb. 12.28, Twiss & Moores, 1992). Beim Hansen-Verfahren wird die Bildung einer Fließverformung analysiert. Zwischen den Grundlagen zur Analysetechnik im Hansen-Verfahren und dem hier vorliegenden Untersuchungsfall lassen sich leicht Parallelen ziehen, auch wenn es sich hierbei um keine Fließverformung handelt. Die Grundlagen für Hansens-Verfahren sind:

1. Faltenachsen sind bei brüchiger Deformation grundsätzlich senkrecht zur Haupteinengungsrichtung orientiert und bilden im Stereonetz eine Punkthäufung.

2. Im duktilen Fall/Mit Einsetzen einer Fließbewegung/Bei der Entstehung während eines Fließprozesses liegen die Faltenachsen präexistenter Flächen auf einem Großkreis, der die räumliche Orientierung der Gesamtstruktur im Stereonetz abbildet.

3. Hauptfließrichtung und Fallrichtung der Gesamtstruktur müssen aus verschiedenen Gründen (Masseverteilung im Fließkörper, Bodenrelief, Mächtigkeitsvariationen) nicht übereinstimmen.

4. Die Hauptfließrichtung läßt sich über den Wechsel der Rotationsrichtung um die b-Achsen der präexistenten Flächen auf ihrem Großkreis im Stereonetz ermitteln. Diese wechselt im Stereonetz durch die stereonetzspezifische Abbildungstechnik in die untere Halbschale eines Sphäroids und im Fließkörper um die Hauptfließrichtung.

Im Zusammenhang mit dem vierten Punkt entstehen einige Definitions- und Betrachtungsprobleme. Zwar ist die Bewegung um die b-Achsen derselben Deformation immer gleich gerichtet, doch ändert sich diese für den Beobachter, abhängig von der Streichrichtung, aus welcher er aus dieser in einer senkrechten Schnittebene zur b-Achse auf die b-Achse sieht. Daher stellt sich grundsätzlich das Problem, ob der Drehsinn entlang den b-Achsen abwärts oder aufwärts gerichtet festgehalten wird. Eine Erleichterung kann dabei die Bildung sogenannter S- oder Z-Strukturen aus lang-kurzlangen Faltenschenkeln sein, die aber nicht immer gegeben oder erkennbar sind. Zusätzliche Komplikationen können sich aus Änderungen der Fließrichtungen aufgrund sich änderender Rahmenbedingungen ergeben (Punkt 3), vor allem dann, wenn sie im Gelände unbeobachtet bleiben.

Die Umsetzung dieser Ansätze bzw. Grundlagen auf die Deformation in den Lokalitäten zu Abb. 6.18 ist wie folgt:

1. Die vorhandene Deformation wird allgemein unter brüchigen bzw. spröden Bedingungen angenommen.

2. Die erste Deformationsphase, d.h. die Deckenbildungsphase, erzeugt also Scherbahnen und Falten, deren b-Achsen parallel zu den im Deckenstapel entstehenden Rampen unterlagernder Decken verläuft. Diese bilden im Stereonetz (sub)horizontale Punkthäufungen.

3. Danach auftretende Einengungen bewirken eine Neuorientierung dieser b-Achsen in eine senkrechte Richtung, senkrecht zur auftretenden Einengung. Die unterschiedlich stark neu orientierten b-Achsen sind auf einem Großkreis verteilt, wobei dessen Fallrichtung senkrecht zur Einengung orientiert ist. Diese Fallrichtung ist wegen des brüchigen Deformationsverhaltens der Gesteine identisch mit dem Wechsel der Rotationsrichtung um die b-Achsen. Der Fallwinkel des Fallinears dieses Großkreises ist abhängig von der allgemeinen bzw. durchschnittlichen Orientierung der Decken bzw. des Deckenstapels (Abb. 6.18 A).

4. Danach auftretende weitere Deformationen führen zur erneuten Umorientierung der b-Achsen. Abhängig von der Defor-

mation tritt eine komplette Neuorientierung auf einem neuen Großkreis auf (reine Einengung), eine Aufteilung der Wechsel der Rotationsrichtung auf dem Großkreis in mehrere Richtungen (Faltungen, Ausweichen inkompetener Schichten bei Faltung) oder eine Trennung der Fallrichtung des Großkreises und Wechsel der Rotationsrichtung (Kippung der Gesamtstruktur).

Im vierten Punkt wird deutlich, daß gerade durch den Unterschied von duktiler zu spröder Deformation die Trennung der Fallrichtung des Großkreises, auf welchem alle b-Achsen liegen, von der Richtung, in welcher der Drehsinn um die b-Achsen wechselt, eine neue Deformation als Ursache zu Grunde gelegt werden kann. Außerdem ist nicht die Definition des Drehsinns in oder gegen die Uhrzeigerrichtung bzw. in negativem oder positivem mathematischen Sinn von zentraler Bedeutung, sondern die Richtung, in welcher der Wechsel dieses Drehsinns stattfindet. Da selten in genau dieser Richtung b-Achsen vorliegen, entsteht bei der Auswertung ein Bereich zwischen zwei Achsen mit entgegengesetzter Drehrichtung, in welchem irgendwo die gesuchte Richtung des Wechsels liegen muß. Da bei der Auswertung also ohnehin keine diskrete Richtung, sondern ein Bereich als Resultat zu erwarten ist, und außerdem nur der Wechsel des Drehsinns und nicht der Drehsinn selbst eine Rolle spielt, wird die Definition des Drehsinns für die Analyse der Fälle aus Abb. 6.18 folgendermaßen vereinfacht: Liegt die gefundene b-Achse zwischen den Fallwerten der sie erzeugenden Flächen, so liegt sie in eben jenem Bereich, in welchem der Drehsinn wechselt, und damit liegt die Orientierung senkrecht zur die Streuung verursachenden Einengung. Damit können auch b-Achsen in die Auswertung mit eingehen, welche erst durch die Einengung nach dem Deckentransport erzeugt wurden, b-Achsen aus subparallelen Flächen oder b-Achsen oder Schnittlineare von Riedel-Scherflächen aus dem Deckentransport, da nur noch die relativen Fallwerte, aber keine absoluten Fallwerte mehr eine Rolle spielen.

6.4.1.2 Analyse und Ergebnisse

Die Auswertung in Abb. 6.18 bezieht sich auf den in Kapitel 6.3 postulierten und sowohl in den Großstrukturen als auch aus der statistischen Auswertung der Meßwerte nachvollzogenen Deckenstapels der ersten Phase. Sind die Überlegungen aus dem Kapiel 6.3 richtig, ist es nur hier möglich, Hinweise auf alle Deformationsphasen zu erhalten.

Die erste Auswertung in Abb. 6.18 C bezieht sich auf drei Aufschlüsse auf der Nordwestseite dieses Deckenstapels der ersten Phase. Bei den Gesteinen handelt es sich um mylonitische Schiefer des Grundgebirges des Mittleren Allochthons. Die Gesteine der Aufschlüsse sind nicht identisch, zeigen aber dieselben Deformationsmerkmale. Die Gesteine sind lagig schiefrig und enthalten schwach ausgebildete Runzelschieferflächen in spitzem Winkel zu dieser Schieferung. Die Ausbildung der Klüftung ist allgemein weitständig und die Kompetenz erweist sich im Anschlag als äußerst hoch. Die flach einfallenden Bewegungsbahnen (S3-Flächen) in diesen Aufschlüssen verlaufen ebenfalls in spitzem Winkel zur allgemeinen Schieferung. Die b-Achsen der S3-Flächen aus diesen Aufschlüssen liegen alle auf dem Großkreis 312/14. Diese Orientierung stimmt etwa mit dem Mittelwert der Fallineare von 324/28 aller gemessenen S3-Flächen überein. Zu diesem Großkreis passen ebenfalls zwei Messungen der b-Achsen der vorhandenen Runzelschieferung. Obwohl an dieser Stelle auf der Nordseite der oben beschriebenen „M“-Struktur das Gestein fast nach Norden (etwa 350°) unter das etwa 100 m entfernte Obere Allochthon abtaucht, zeigt die mittlere Fallrichtung der S3-Flächen und der aus den b-Achsen der S3-Flächen abgeleitete Großkreis nach Nordwesten. Der Bereich, in welchem b-Achsen zwischen den Fallinearen der zugehörigen S3-Flächen vermutet werden müssen, liegt zwischen ca. 315° und 020°. Die Mitte dieses Bereiches zeigt in die Abtauchrichtung des Deckenstapels unter das Obere Allochthon (ca. 350°).

In Abb. 6.18 D wird ein einzelner Aufschluß auf die gleiche Weise analysiert. Dieser liegt südwestlich der Aufschlüsse aus Abb. 6.18 C, etwa im Zentrum der oben beschriebenen „M“-Falte. Das Gestein ist aus cm- bis dm-Lagen aufgebaut und ist stärker und in kleineren Abständen zerklüftet als die zuvor untersuchten Aufschlüsse. Darüber hinaus ist das Gestein weniger kompetent und zeigt in manchen Lagen eine poröse Textur. Hier zeigt sowohl die Konstruktion auf der Karte, als auch der die b-Achsen der S3-Flächen repräsentierende Großkreis, der Schwerpunkt der S3-Flächen und der Bereich, welcher b-Achsen zwischen den Fallinearen der S3-Flächen auszeichnet, nach etwa 280°.

Der dritte untersuchte Bereich (Abb. 6.18 E) liegt südöstlich der ersten beiden Bereiche (Abb. 6.18 B) und besteht aus einem sehr großen und fünf kleineren Aufschlüssen. Die untersuchte Gesamtfläche entspricht jedoch der Gesamtfläche aus Abb. 6.18 C. In diesem Bereich treten drei Gesteinstypen auf. Auf der Nordwestseite befindet sich ein sehr kompetentes Gestein, welches Konglomerate enthält und in Arkosen übergeht. Dieses Gestein wird von stark mylonitisierten,

phyllonitischen, sehr inkompetenten Gesteinen unterlagert. Der Tonmineralgehalt ist in einem Fall so hoch, daß das Gestein stark verwittert und nur das gelegentliche Auftreten von Quarzansammlungen als Haftkörper für Transport und Träger für eine Dünnschliffuntersuchung in Bartusch (1995) führte. Östlich schließt sich der schwarze schiefrige Mylonit (Kapitel C.2.3) an. Die Anordnung der Aufschlüsse, die in diesen beobachtbare Deformation sowie der Gesamteindruck im Gelände an dieser Stelle weist auf einen hier stark variierenden Deckenbau hin, wobei die Gesamtstruktur besonders am östlichen Rand des dritten Bereiches stufig ansteigende lithologische Einheiten zeigt.

In Abb. 6.18 E sind die drei unterschiedlichen Gesteine durch eigene Großkreise repräsentiert. Dabei wird der Großkreis 300/21 den Sedimenten im Nordwesten zugeordnet. In diesen Gesteinen konnten die meisten S3-Flächen und die meisten b-Achsen von S3-Flächen gemessen werden. Einige dieser b-Achsen liegen zwischen den Fallinearen der sie erzeugenden Flächen. Sie liegen zwischen 280° und 320°. Die auf der Karte mit Formlinien konstruierte allgemeine Neigung des Deckenstapels an dieser Stelle liegt bei 300°. In den unterlagernden inkompetenten Gesteinen war es ungleich schwieriger, repräsentative b-Achsen oder S3-Flächen zu finden. Die gefundenen Werte werden durch den Großkreis 258/38 repräsentiert. Auf diesem Großkreis liegen außerdem b-Achsen der S1-Flächen. Diese belegen die Beobachtung aus Abb. 6.15 und führen insgesamt zur Vermutung, daß die Rotation der S2-Flächen parallel zu den S3- Flächen in diesen inkompetenten Gesteinen mehr oder weniger überall stattgefunden hat. Auf diesem Großkreis existieren allerdings zwei Bereiche, in denen die b-Achsen der S3-Flächen zwischen den Fallinearen liegen. Dabei kann der Bereich zwischen 285° und 350° Werten aus dem nordöstlichsten der Aufschlüsse in diesem zentralen Bereich und der Bereich zwischen 235° und 275° zwei Aufschlüssen im südwestlichen Teil zugeordnet werden. Dazwischen treten auch hier im zentralen Teil Sedimentgesteine auf. Deren Meßwerte werden zusammen mit den anderen Sedimenten ausgewertet.

In den schwarzen schiefrigen Myloniten (Abb. 6.2, 6.16) entsteht ein dritter Großkreis (245/60). Die Orientierung und Neigung entprechen dabei sehr genau dem Geländeindruck. Hier wird ein Wechsel der Rotationsrichtung um die b-Achsen zwischen 240° und 310° festgestellt.

Die drei Großkreise in der Abb. 6.18 E demonstrieren mehrere tektonische Merkmale:

1. Nach der Einengung senkrecht zur Transportrichtung, welche die Verteilung der b-Achsen auf den Großkreisen erzeugt hat, fand eine weitere Transportphase statt. Diese wird durch die verschiedenen Großkreise repräsentiert, deren Verteilung und Orientierung im Raum dem vor Ort gewonnenen Geländeeindruck entspricht.

2. Die Aufteilung der zentralen Bereiche auf dem mittleren Großkreis, welche die ursprüngliche Orientierung der Scheitelrichtung der Großkreise wiedergibt, demonstriert einerseits das passive Ausweichen der inkompetenteren Gesteine und ist andererseits ein weiterer starker Hinweis darauf, daß die Trennung der Fallrichtung des Großkreises von der Position des Wechsels des Drehsinns um die b-Achsen auf dem Großkreis mit einer weiteren Transportphase assoziiert werden kann.

3. Der Schnittpunkt der drei Großkreise bei 320/20 paßt aus geometrischen Gründen zu einer von der etwa 10 km weiter östlich liegenden Rampe auf der Westseite des Unteren Allochthons erzeugten Ausweichbewegung. Diese Rampe streicht dort etwa 60° und fällt nach 330° ein (Abb. 6.14).

Die Abb. 6.18 F zeigt die Auswertung aus etwas weiter östlich liegenden Aufschlüssen des schwarzen schiefrigen Mylonits. Diese liegen auf der Südseite der nördlichen Antiklinalen der „M“-Falte. Der dort die Verteilung der b-Achsen von S3-Flächen repräsentierende Großkreis ist 329/22. Auch ist hier eine Abweichung zwischen der lokalen Neigung der Decken und der Ausrichtung des Deckenstapels gegeben und spiegelt sich durch eine Trennung der Fallrichtung des Großkreises vom Wechsel des Drehsinns um die b-Achsen, in diesem Fall als Abweichung nach Westen, wider. Auch hier belegt die ungefähre Abbildung der b-Achsen der S1-Flächen (Knickschieferung) auf dem Großkreis die Beobachtung aus Abb. 6.15.

Diese Untersuchung der vier Bereiche aus Abb. 6.18 B bestätigt die Beobachtungen und Auswertungen aus Kapitel 6.3. In diesem aus dem Deckenbau der strukturgeologischen Karte interpretierten Deckenstapel der er-

sten Phase sind auch in den Daten der einzelnen Aufschlüsse bzw. in der Zusammenfassung der Aufschlüsse auf etwa einem viertel Quadratkilometer Fläche drei Transportphasen zu erkennen:

1. Die erste Deckenstapelungsphase – Bildung der b-Achsen der S3-Flächen.

2. Einengungsphase senkrecht zur Transportrichtung des orogenen Keils subsequent zur zweiten Deckenstapelungsphase – Streuung der b-Achsen auf einem Großkreis.

3. Passiver Transport – Rotation der Großkreisverteilung; Trennung des Wechsels des Rotationssinns um die b-Achsen von der Fallrichtung der Großkreise.

Die Ergebnisse dieser Auswertung diskreter Aufschlüsse stimmen also mit der verallgemeinerten Auswertung des Kartenbildes sowie der Interpretation der Meßdaten in Kapitel 6.3 überein.

6.4.1.3 Auswertung der Gesamtstruktur am Nordwestende des Vojmsjön

Die aus den b-Achsen der S3-Flächen abgeleitete Deformation für den passiven Transport auf dem Unteren Allochthon aus Kapitel 6.4.1.2 wird im vorliegenden Kapitel auf einen Mittelwert für alle Meßbereiche aus Abb. 6.18 B verallgemeinert und sowohl auf die S3-Flächen, als auch auf die weiteren strukturgeologischen Geländedaten für die Rückformung angewendet. Der Mittelwert der flach einfallenden Großkreise, auf welchen die b-Achsen der S3-Flächen liegen (Abb. 6.18 C-F), ist 308/18. Der Fallwinkel von etwa 20° entspricht der Rotation der Decken während der zweiten Phase der Deckenstapelung. Eine Rückführung aller S3-Flächen aus den Meßbereichen in Abb. 6.18 B auf diese mittlere Orientierung führt zu einer Verteilung der Fallineare dieser S3-Flächen zwischen 0° und 50° (Abb. 6.19). Die Streuung senkrecht zur Streichrichtung von 128° repräsentiert dabei die senkrechte Einengung zur Transportrichtung. Dies ist nach den bisherigen Überlegungen der vorliegenden Arbeit eine Verteilung der Meßwerte, wie sie nach der zweiten Phase des Deckentransports zu erwarten ist. Die Streuung senkrecht zur Streichrichtung von 128° (Abb. 6.20) repräsentiert dabei die senkrechte Einengung zur Transportrichtung während der zweiten Phase der Deckenstapelung. Die stark nach Süden streuenden Werte in Abb. 6.20 (Zone 3) stammen vorwiegend aus Meßbereich 3 in Abb. 6.18 B bzw. aus den den Großkreis 245/60 erzeugenden Werten in Abb. 6.18 E. Hier zeigt sich die Rotation der kompetenteren Lithologie als gefaltete Struktur unter die westlich davon vorhandenen Lithologien. Im Aufschluß entsteht dort der Eindruck von stark nach Osten ansteigenden Decken, obwohl es sich nach dem Ergebnis dieser Rückformung offensichtlich bei der Gesamtstruktur um ein Axialsegment einer etwa NO-SW streichenden Falte handelt. Die Überhöhung des Einfallens dieser kompetenteren Lithologien ist dabei eine geometrische Notwendigkeit (sic!), sofern sie auf die Ausweichbewegung beim passiven Transport vor der westlichen Rampe des Unteren Allochthons zurückgeführt wird.

Diese Interpretation stimmt mit dem Ergebnis aus Kapitel 6.3 überein, welches von unterschiedlich stark nach Nordwesten einfallenden S3-Flächen ausgeht, wobei die Einfallswinkel von 0° bis 30° einer ersten Deckenstapelungsphase, Einfallswinkel zwischen 30° und 50° einer zweiten Deckenstapelungsphase und Fallwinkel darüber dem passiven Transport bei der Entstehung des Unteren Allochthons zugeordnet wurden. Diese Verteilung der Werte kann auch in den lokalen Meßbereichen aus Abb. 6.18. B nachvollzogen werden (Abb. 6.19). Die Phase des passiven Transports mit Fallwerten über 50° entsteht in den hier untersuchten Bereichen jedoch nicht durch durchbrechende Überschiebungen, sondern durch Ausweichbewegungen, die lokal starke Übersteilung zur Folge haben können (Zone 3 in Abb. 6.18 B und 245/60 in Abb. 6.18 E). Diese Art des Deckenbaus kann im vorliegenden tektonischen Zusammenhang am Nordwestende des Vojmsjön als Vorstufe zur Entwicklung einer durchbrechenden Überschiebung betrachtet werden.

Die Rückformung des passiven Transports entstand nach den Überlegungen aus Kapitel 6.4.1.1, die für jeden der in Abb. 6.18 C-D dargestellten Großkreise gesondert abgestimmt wurden. Im ersten Schritt wurde die Mittellinie der Zone, in welcher der Wechsel des Rotationssinns um die b-Achsen auftritt, auf die Fallrichtung des Großkreises rotiert. Danach wurde im zweiten Schritt die gesamte Anordnung anhand der Ausrichtung des jeweiligen Großkreises auf den Großkreis 308/18 rotiert. Abb. 6.19 zeigt die Pole der S3-Flächen aller Zonen vor dieser Rückformung, Abb. 6.19 danach. Die Verteilung der Flächenpole in Abb. 6.20 ist deutlich stärker auf einen Punkt konzentriert und hat praktisch keine Werte mehr oberhalb der 50° Fallen-Grenze. Die kleinen Überschreitungen, die dennoch vorhanden sind, können auf geringe Fehler bei den Rückformungswinkeln und -achsen zurückgeführt wer-

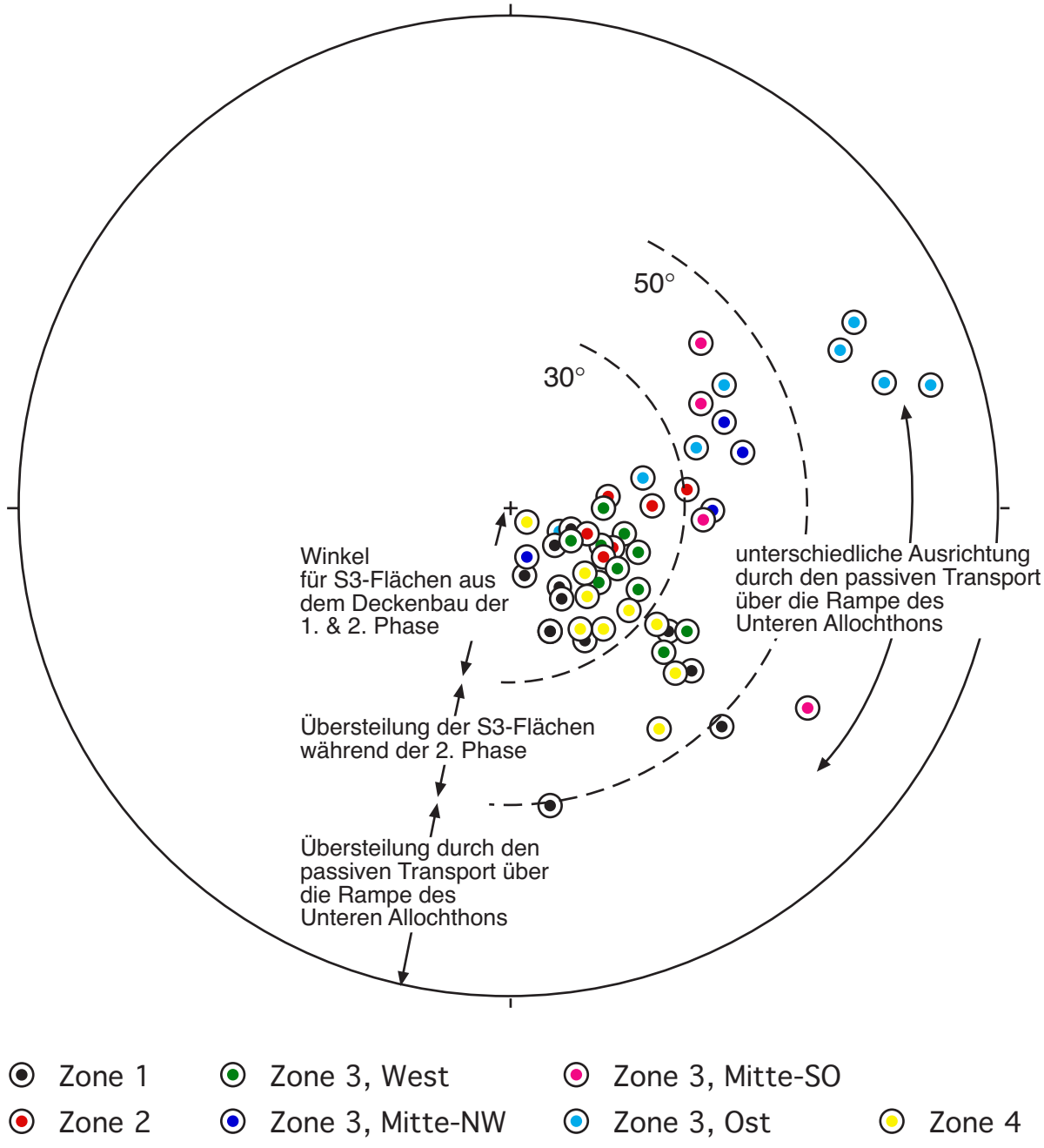


Abb. 6.19: *Poldarstellung der S3-Flächen aus den Zonen von Abb. 6.18 B (N = 55)*

den. Darüber hinaus ist die Verteilung im wesentlichen zu 128° Streichen symmetrisch. Im Bereich mit 5° Abweichung zu jeder Seite zu diesem Streichen befinden sich 50% aller Werte, mit 10° Abweichung 70%. Die statistische Verteilung der Werte um 128/72 wird in Abb. 6.21 dargestellt. Die dort angegebenen Prozentzahlen geben den Anteil der Werte außerhalb der jeweiligen Linie an. Innerhalb der 39%-Linie liegen also 61% aller Werte. Der zirkulare Öffnungswinkel der Verteilung in Abb. 6.20 ist 59°, die Regelung am Kleinkreis 11% (Wallbrecher 1986, 1979, Woodcock 1977). Nach der Fischer Verteilung ergeben die Eigenwerte von e1 = 0,03, e2 = 0,05 und e3 = 0,92 mit einem Regelungsgrad von 99,7% eine Parallelorientierung nach Wallbrecher 1986, Tabelle 18, bzw. Wallbrecher 1979. Diese statistischen Werte und die Darstellung in Abb. 6.21 stellen trotz der in Abb. 6.20 erkennbaren Abweichungen dar, wie erfolgreich diese Rückformung

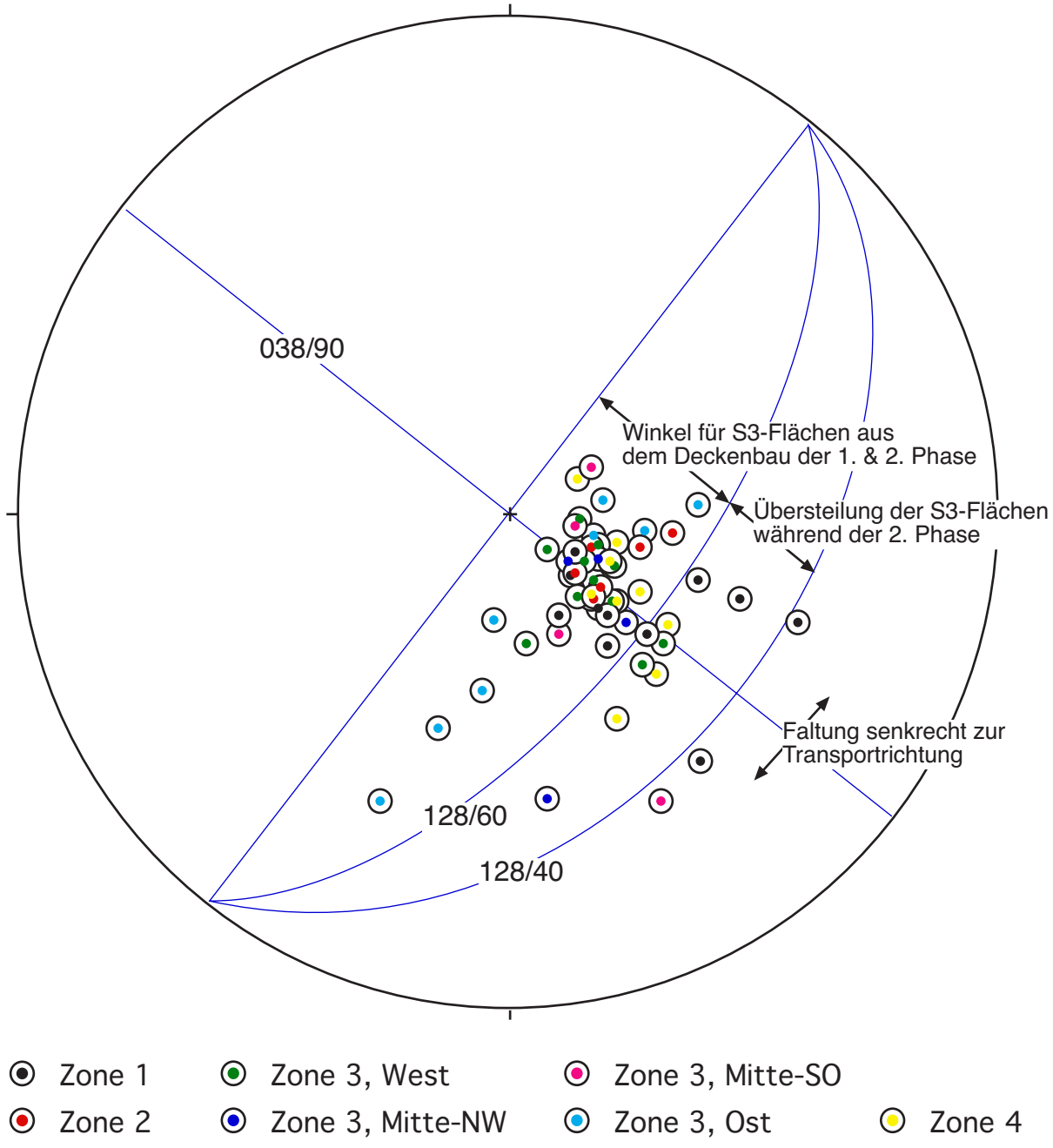


Abb. 6.20: *Poldarstellung der S3-Flächen aus den Zonen von Abb. 6.18 B (N = 55) nach der Rückformung der aus Abb. 6.18 C-D abgeleiteten passiven Deformation.*

ist. Die Breite der Streuung der Werte senkrecht zum Streichen von 128° weist mit Ausnahme des Ergebnisses von Zone 3, Ost, auf schwache Faltung hin. Die Ausnahme (Zone 3, Ost) ist entweder zu weit rotiert und zeigt eine offene Faltung, oder sie erfuhr beim passiven Transport eine in der vorliegenden Analyse nicht quantifizierbare zusätzliche Deformation. Insgesamt kann jedoch eine Bestätigung der subsequenten offenen Faltung senkrecht zur Transportrichtung erkannt werden, wodurch sich dieses Ergebnis mit den gleichlautenden Interpretationen aus dem Kartenbild deckt .

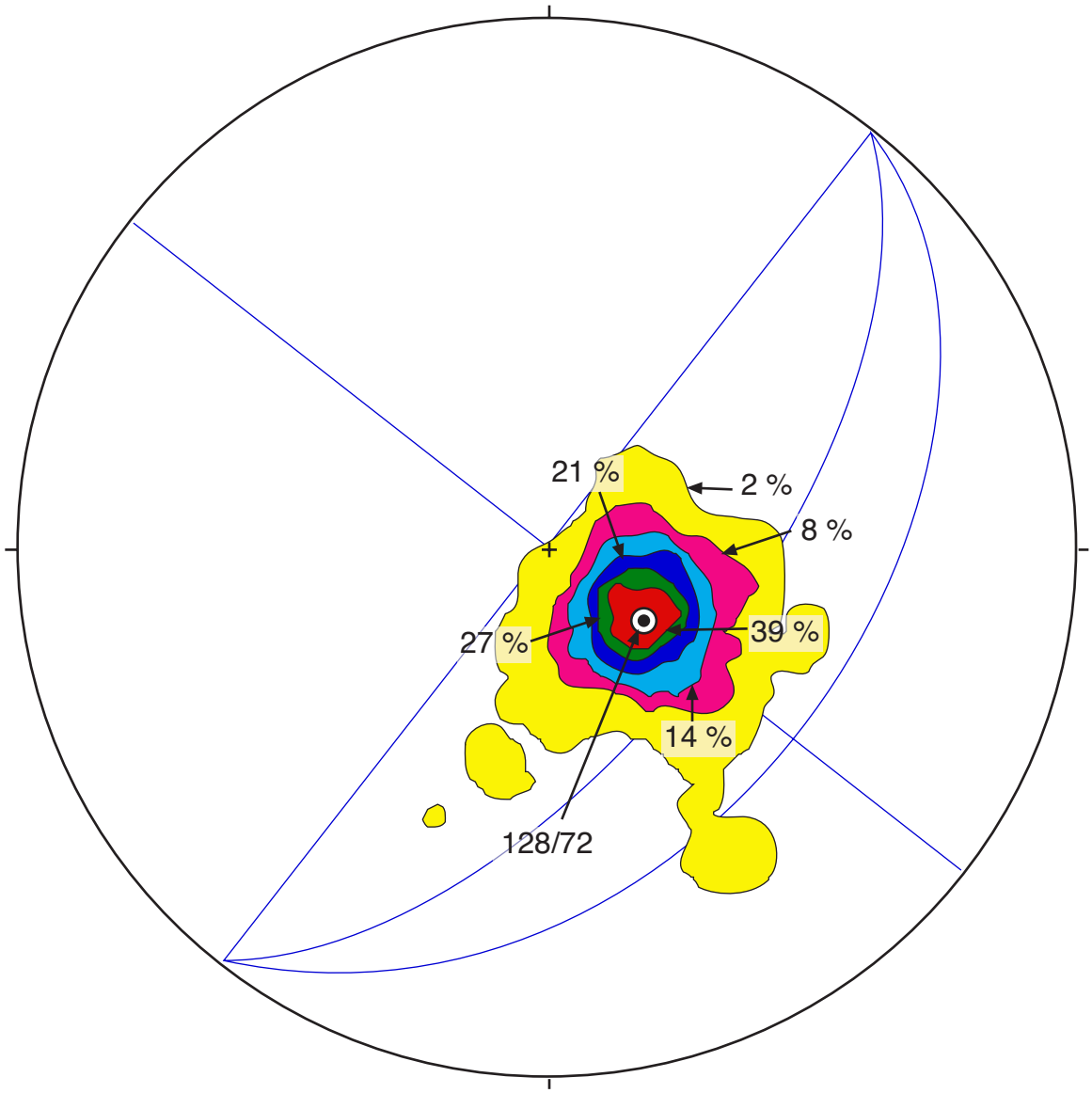


Abb. 6.21: *Statistische Verteilung der Pole der S3-Flächen aus den Zonen von Abb. 6.18 B (N = 55) nach der Rückformung in Abb. 6.20. Die Großkreise sind aus Abb. 6.20 übernommen.*

6.4.1.4 Rückformung der S1- und S2-Flächen

Die Messungen für die S1- und S2-Flächen stammen aus den Aufschlüssen mit schwarzen schiefrigen Myloniten und ähnlichen, eine Knickfaltung zeigenden Gesteinen. Daher sind in Abb. 6.15 und Abb. 6.23 für die meisten Zonen keine Werte vorhanden. Die Rückformung der S2- und S1-Flächen (Abb. 6.22, 6.23) ergibt deutlich veränderte Positionen für die Werte der jeweiligen Aufschlußgruppe. Es entsteht dennoch keine Häufung der Werte wie bei den S3-Flächen. Unter der Annahme, die Knickfaltung der Gesteine der verschiedenen Aufschlüsse habe ursprünglich eine gleiche Orientierung eingenommen, lassen sich daraus Rückschlüsse über die weitere Rückformung ziehen.

Die Positionen der Pole der S2-Flächen im Stereonetz (Abb. 6.22) der jeweiligen Aufschlüsse liegen auf dem selben Großkreis zwischen den Positionen der S1-Flächen (Abb. 6.23) wie die symmetrische Knickfaltung erwarten läßt. Die Großkreise 110/75 und 045/75 veranschaulichen daher die unterschiedlichen Orientierungen der Knickfaltung, also sowohl der S1-Flächen als auch der S2-Flächen, nach der bisherigen Rückfor-

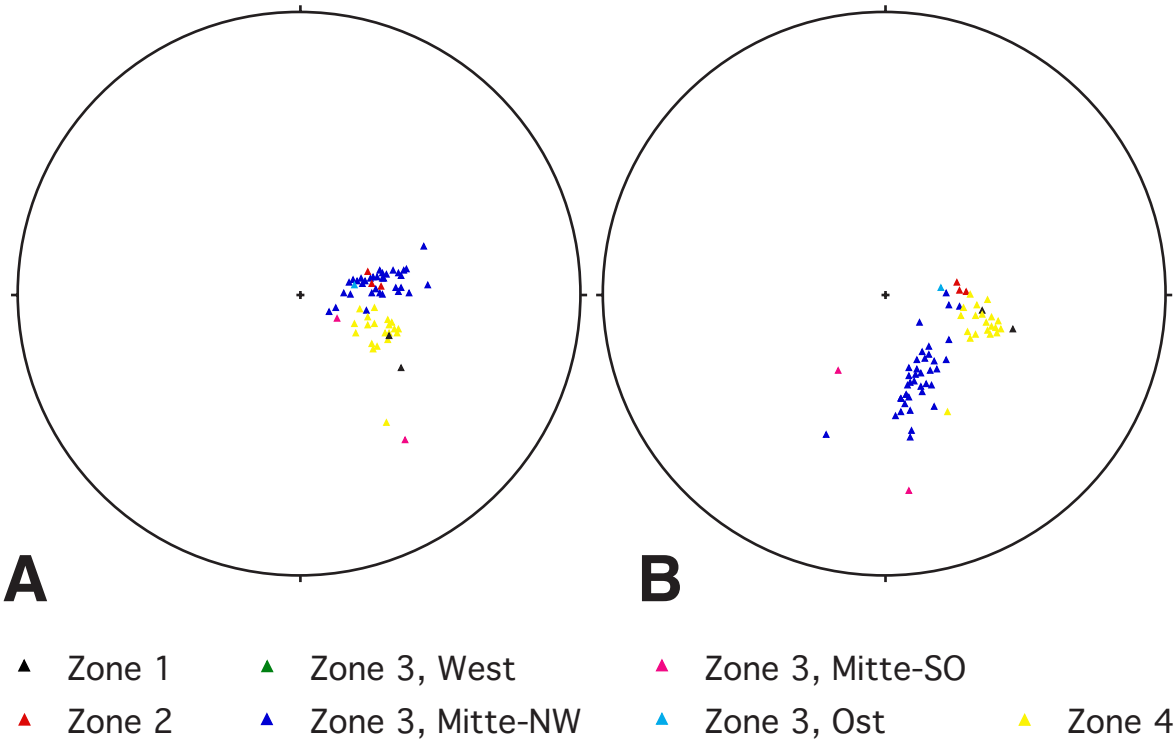


Abb. 6.22: *Poldarstellung der S2-Flächen aus den Zonen von Abb. 6.18 B (N = 82) A) vor und B) nach der Rückformung der aus Abb. 6.18 C-D abgeleiteten passiven Deformation. Diese Schieferung wurde nicht in allen Fällen vorgefunden.*

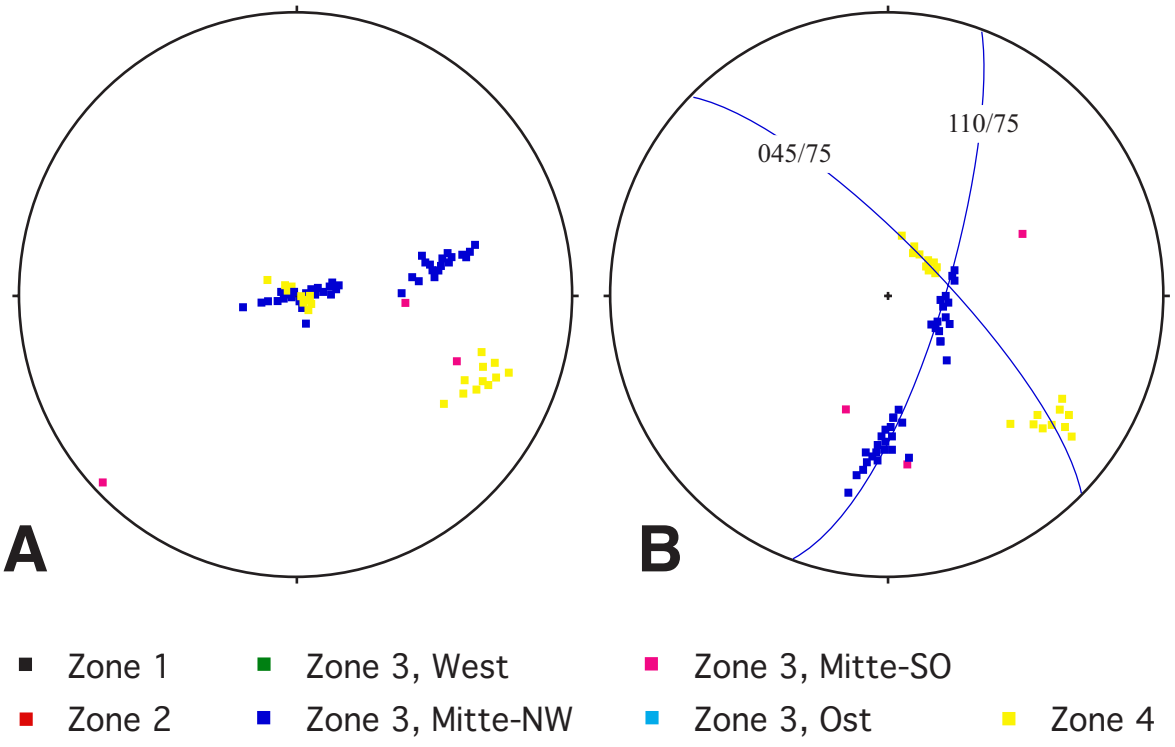


Abb. 6.23: *Poldarstellung der S1-Flächen aus den Zonen von Abb. 6.18 B (N = 106) A) vor und B) nach der Rückformung der aus Abb. 6.18 C-D abgeleiteten passiven Deformation. Diese Schieferung wurde nicht in allen Fällen vorgefunden. Die Großkreise in B) zeigen eine Restdeformation, die auf eine Einengung senkrecht zur Transportrichtung zurückgeführt werden kann.*

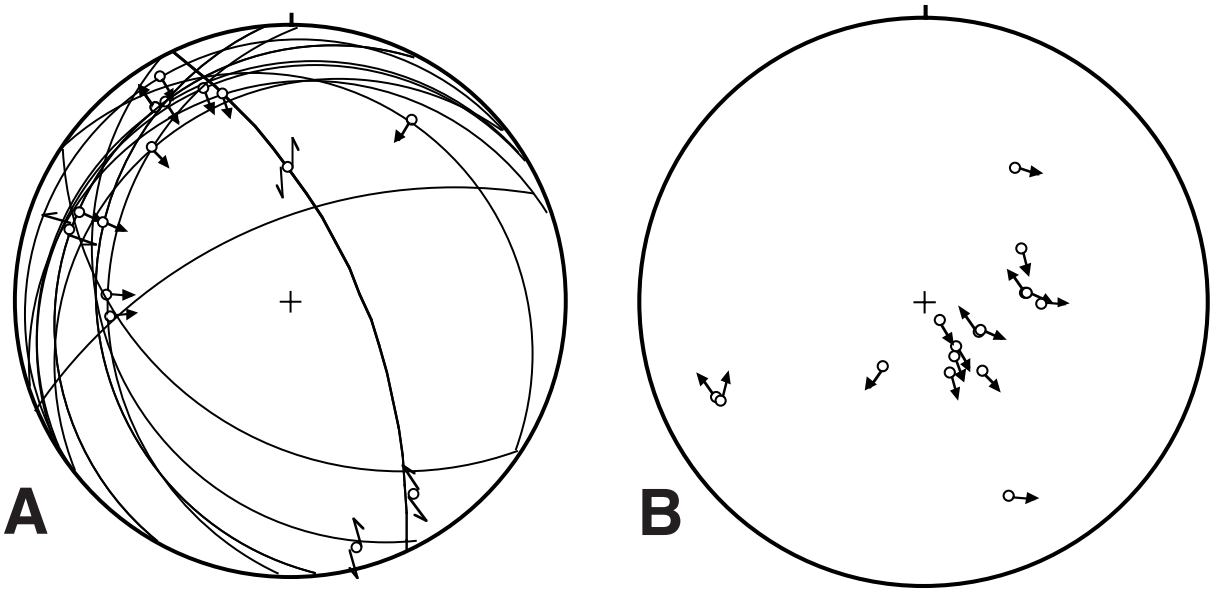


Abb. 6.24: *Die Darstellung zeigt die Meßwerte der Störungen mit Harnischen aus dem Gelände. Es sind vor allem Bewegungen nach Südosten vorhanden. A) zeigt eine Großkreisdarstellung und B) eine Poldarstellung mit Bewegungsrichtung der Hangendscholle.*

mung. Ihre Orientierung könnte als Ergebnis einer Transpression in Nord-Südrichtung interpretiert werden und könnte daher eine qualitative Vorstellung zur verbleibenden Faltung in den S3-Flächen nach der Rückformung (Abb. 6.25) vermitteln, sofern die ursprüngliche Ausrichtung der Knickfaltung bekannt wäre. Da diese jedoch unbekannt ist, kann über die weitere Rückformung nur spekuliert werden. Die einfachste Lösung, welche die Qualität der bisherigen Rückformung mit Hilfe der S3-Flächen nicht berührt, wäre eine Rotation um eine Achse auf der Streichrichtung von 128°. Die Kompensation bei der Rückformung der S3-Flächen wäre dann in der Korrektur der Verwendung der Mittelachsen der Felder, in welcher die Rotationsänderung um die b-Achsen der S3-Flächen angenommen wird, um entsprechende Winkel vorzunehmen.

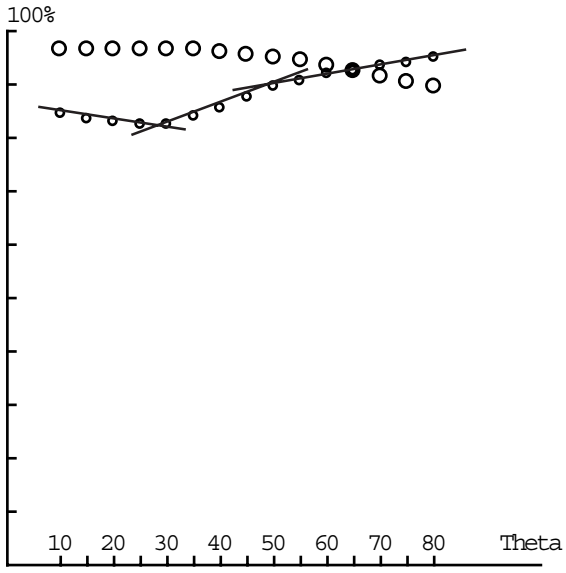


Abb. 6.25: *Die Berechung der statistischen Streuung der Sigma 1- und Sigma 3-Achsen aus den S3-Flächen in Abhängigkeit des Winkels zur Überschiebungsfläche (friction angle, Wallbrecher 1986) ergibt bei etwa 30° und 50° einen Knick im Kurvenverlauf der Sigma 3-Werte. Dieser Kurvenverlauf stimmt mit den statistischen Rückformungen und den in Abb. 6.20 vermerkten Einteilungen überein.*

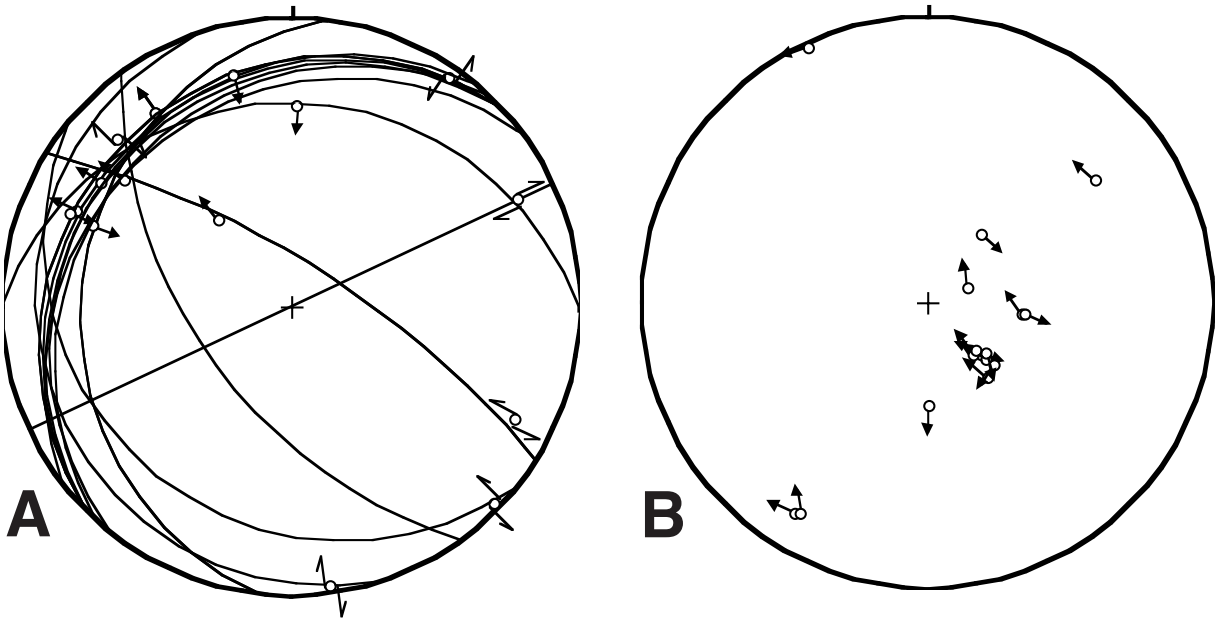


Abb. 6.26: *Orientierung der Flächen der Bewegung nach der Rückformung. Das zugehörige Sigma 1 läßt sich aus Abb. 6.20 & 6.27 ablesen und beträgt 128/10. A) zeigt eine Großkreisdarstellung und B) eine Poldarstellung mit Bewegungsrichtung der Hangendscholle.*

6.4.2 Rückformung der Flächen mit Harnischen

Die Flächen mit Harnischen in Abb. 6.24 zeigen vor allem Bewegungen nach Südosten und Süden. Die Großkreisdarstellung mit Bewegungsrichtung der Hangendscholle in Abb. 6.24 A und die Poldarstellung, ebenfalls mit Bewegungsrichtung der Hangendscholle, in Abb. 6.24 B zeigen darüber hinaus abschiebende Bewegung nach Nordwesten an. Dabei treten auf gleichen oder ähnlich orientierten Flächen mehr oder weniger entgegengesetzte Bewegungen auf. Neben solchen reversen Bewegungen sind auch zwei unterschiedliche, nach Südosten gerichtete Bewegungsrichtungen sowie eine einzelne nach Südwesten erkennbar.

Die Verteilung der Werte nach der Rückformung (Abb. 6.26) zeigt einheitlich nach Nordwesten ausgerichtete Flächen neben ungefähr senkrecht dazu streichenden und unterschiedlich fallenden Flächen. Die Poldarstellung (Abb. 6.26 B) zeigt generell ein nach Nordwesten und Südosten gerichteter Transport. Die weniger häufigen in Richtung des Deckentransports

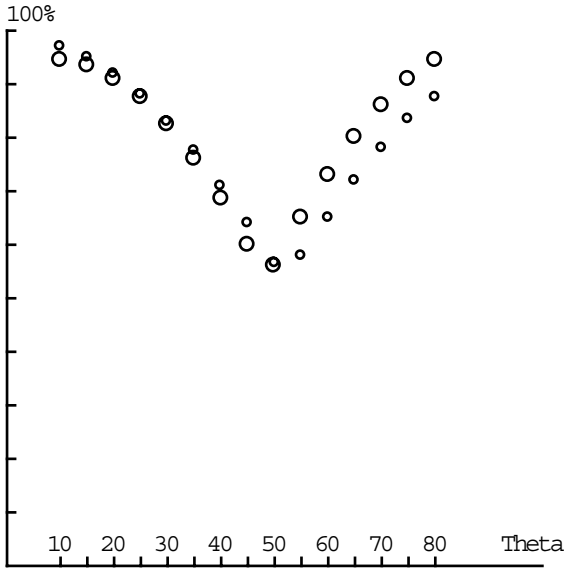


Abb. 6.27: *Ergebnisse für die Analyse der rückgeformten S3-Flächen der ersten und zweiten Phase (Abb. 6.20, 6.21) als Aufschiebungen im Vergleich mit Abb. 6.25. Die höchste Konzentration der Achsen ergibt sich bei 10° (s. Text).*

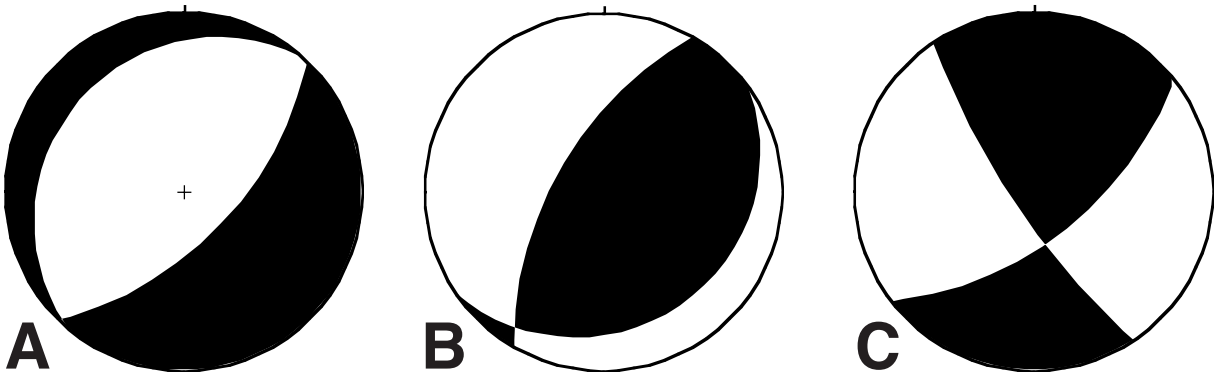


Abb. 6.28: Die hier gezeigten Paläo-Stress-Ellipsoide zeigen die drei aus Abb. 6.26 abgeleiteten Komponenten der Deformation. A) Kompression aus NW, B) Entlastung nach NW und C) Transpression nach Angelier und Goguel, 1977, mit denselben Werten wie in Abb. 6.26 B.

nach Südosten streichenden Scherflächen weisen auf senkrecht zum Transport wirkende Kräfte. Ihre Entstehung kann bis auf eine Ausnahme als mögliche (ab)- bis (bc)-Küftung während des Deckentransports und die enthaltenen Bewegungen als Bewegungen während des nachfolgenden passiven Transportes interpretiert werden. Das unterschiedliche Fallen der nach Südosten streichenden Flächen ist möglicherweise auch als Ergebnis einer Eingengung in dieser Richtung auf ursprünglich senkrecht stehende Klüftung zu verstehen.

Insgesamt ergeben sich aus den Orientierungen der Bewegungsbahnen keine Widersprüche zur bisher entwickelten Vorstellung. Im Gegenteil, der Umstand des Auftretens verschieden oder sogar in etwa entgegengesetzt gerichteter Harnische auf denselben Flächen bestätigt die Überlegungen einer Zweiteilung der Deckenstapelung in der Deckeneinheit und die Bewegungen an den Flächen mit Streichen in Transportrichtung zum passiven Transport. Die Aufteilung der Flächen der Bewegungsbahnen in nach Nordwesten fallende und nach Südwesten streichende und die Interpretation mit Bewegungen im Sinne der bisherigen Überlegungen als Aufschiebungen nach Südosten, anschließend Abschiebungen nach Nordwesten, abschließend einen passiven Transport, repräsentiert durch die restlichen Bewegungsbahnen, ergibt die in Abb. 6.28 dargestellten Paläo-Stress-Ellipsoide.

Berechnet wurden diese nach dem Verfahren von Angelier und Goguel (1977). Die jeweiligen Achsen des Spannungsellipsoids bilden die Schwerpunkte in den Verteilungen der Eigenvektoren. Dabei wird der Vektor mit dem größten Eigenwert ermittelt. Die Berechnung der statistischen Streuung der Sigma 1- und Sigma 3-Achsen aus den S3-Flächen und den Flächen der Bewegung in Abhängigkeit des Winkels zur Überschiebungsfläche (friction angle, Wallbrecher 1986) ergibt einen Hinweis auf die Orientierung der Spannungsachsen (Abb. 6.25). Der Kurvenverlauf der Sigma 3-Werte zeigt bei etwa 30° und 50° einen Knick. Dieser stimmt mit den mit den statistischen Rückformungen ermittelten Winkeln überein und bestätigt die in Abb. 6.20 vorgenommenen Einteilungen. Die Knicke in der Kurve der Sigma 1-Werte liegen jeweils 10° höher. Unter der Voraussetzung eines Zusammenhangs zwischen Veränderung der Wertekonzentrationen und optimaler Orientierung zur Überschiebungsfläche, wie dies für die Ermittlung des idealen Winkels zwischen Hauptspannungsachsen und Überschiebungsfläche, dem eigentlichen Zweck dieses Diagramms, angenommen wird, müßte der entsprechende Winkel für die Teilkonzentrationen bei etwa 10° liegen. Dieses kann für die rückgeformten Werte der Duplexbildung bestätigt werden (Abb. 6.27). Hier wurden allerdings nur Flächen mit aufschiebender Bewegung (wie in Abb. 23 A) berücksichtigt.

6.4.3 Interpretation der Klüftung

Viele der Kluftflächen aus Abb. 6.29 sind aufgefallen, weil sie als große vertikale Klüftung Aufschlußflächen bildeten oder diese sehr deutlich kreuzten. Mikroklüftung wurde im Aufschluß seltener repräsentativ erfaßt, da gewöhnlich aufgrund der Aufschlußverhältnisse der Überblick fehlt. Aus diesem Grund sowie wegen der im Verhältnis zur hohen Streuung geringen Anzahl ist

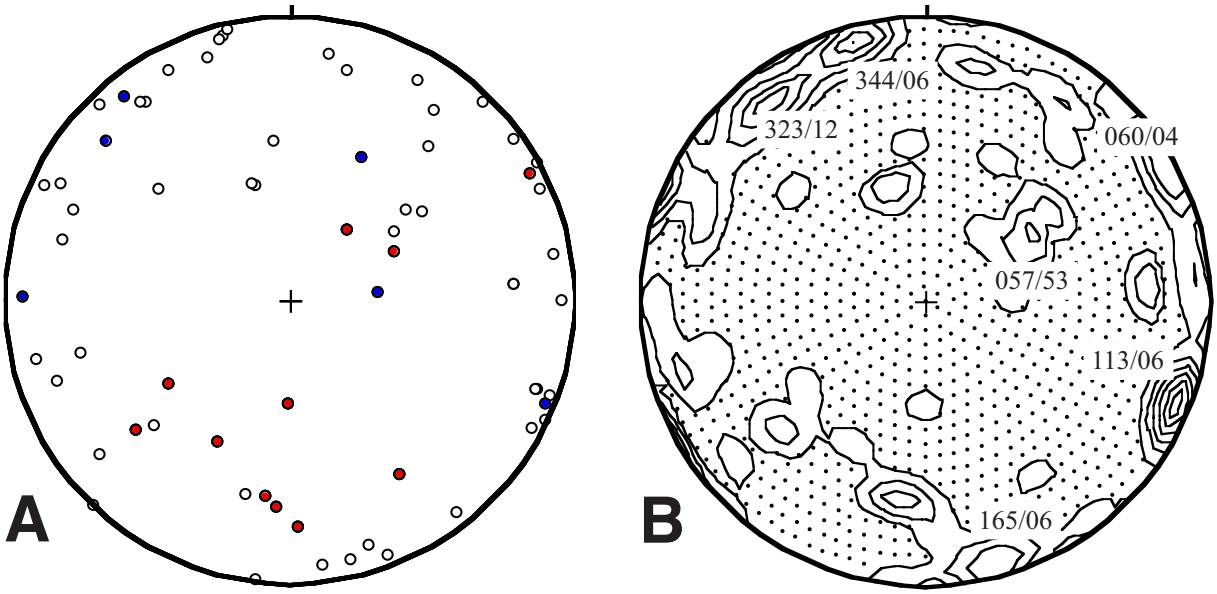


Abb. 6.29: *Klüftung (N = 72) nach der Rückformung der passiven Deformation. A) Polwerte, rot = jung, blau = verwachsen, alt, weiß = Klüftung ohne beobachtete Verwachsungen; B) Gauß-Verteilung.*

eine Interpretation zu den Kluftflächen gewagt. Dennoch sollen die Kluftflächen der Vollständigkeit wegen besprochen sowie die wenigen vorhandenen Anhaltspunkte erwähnt werden.

Die Ermittlung der Gauß-Verteilung (Abb. 6.29 B) nach der statistischen Rückformung ergibt Konzentrationen an der Peripherie des Stereonetzes. Viele der Aufschlußflächen waren subvertikal, die Flächen senkrecht zur Aufschlußfläche hatten gewöhnlich hohe Fallwinkel. Aus der Lage der Aufschlüsse und der generellen Ausrichtung der Strukturen auf der Karte kann angenommen werden, daß so bevorzugt (bc)- und etwas seltener (ac)-Flächen der S3-Flächen erfaßt wurden. Im Stereonetz entsteht wegen dieser Orientierung eine bevorzugte Verteilung der Pole am NW- bzw. SO-Rand (113/06, 323/12, 344/06) und am NO- bzw. SW-Rand (060/04). Die Punktverteilung selbst (Abb. 6.29 A) zeigt dennoch eine starke Streuung, wobei trotz der von der Gaußverteilung an der Peripherie angezeigten Konzentration eine ganze Reihe von Polen zu nicht vertikal stehender Klüftung gehören.

Mitunter wurden Quarz- bzw. Quarz/Feldspat-Verwachsungen gefunden. Zudem wurde deformierte, mit Quarz verwachsende Klüftung beobachtet. Teilweise waren auch jüngere Klüfte mit Quarz verwachsen. Letztere wurde auch in den Sedimenten beobachtet (Abb. 6.30). Die Abb. 6.29 A zeigt die grobe Streuung dieser Klüftung (blaue Pole) auf einem Großkreis von etwa 025/60.

Klüfte, welche verwachsene schneiden bzw. versetzen, wurden als jünger eingestuft (rote Pole in Abb. 6.29 A). Diese scheinen weitständig auf einem Großkreis mit einer ungefähren Orientierung von 120/70 zu streuen. In der Gauß-Verteilung (Abb. 6.29 B) entsteht gerade am Schnittpunkt der beiden Großkreise 120/70 und 025/60 eine Häufung bei 057/53. Diese fällt wegen des Auftretens von verwachsener und jüngerer sowie inklassifizierter Klüftung auf, so daß diese Häufung als signifikant (Wallbrecher, 1986) eingestuft wird.

6.5 Fluid-Einschlüsse

Bei der Untersuchung von Fluideinschlüssen ist es wesentlich für die Charakterisierung von Mikrostrukturen ein diese erklärendes bzw. diese umfassendes makrotektonisches Modell zu haben. Ansonsten würden mikrostrukturelle Ereignisse, wie die Migration von

Fluiden durch gerade entstehende oder ältere Mikrostrukturen, Ereignisse mit spekulativen Ursachen im makrotektonischen Zusammenhang bleiben. Obwohl die Ausarbeitung eines solchen hinreichend konkreten makrotektonischen Modells in der vorliegenden Arbeit erst begonnen hat, sollen die aus Dünnschliffen bekannten fluiden Phasen in einem Überblick dargestellt werden.

Die Migration von Fluiden findet bei orogenen Schüben an der Basis des orogenen Keils zum Vorland hin statt. Im Vorland treten die Ablagerungen in Klüften daher auch in noch nicht in den orogenen Keil integrierten Lithologien auf. Gewöhnlich liegen diese Lithologien jedoch schon im Spannungsfeld des orogenen Keils. Daher sind die ersten Deformationserscheinungen (z.B. Kluftbildungen) ebenfalls bereits gegeben. Bei der Migration der Fluide verringert sich aufgrund der sich reduzierenden (P, T)-Bedingungen fortwährend die Salinität und Minerale werden ausgefällt.

Dieser Zeitraum könnte durch die Fluide der ersten Phase repräsentiert werden (Abb. 6.30 A & B). Ihre genaue Zusammensetzung konnte noch nicht festgelegt werden. Der Quarz ist meist milchig weißlich und herausgewitterte Quarzadern zeigen häufig durch beige Farben Spatgehalte an, bei denen bisher ohne nähere Untersuchung aufgrund der umgebenden Lithologien verallgemeinernd von Feldspat ausgegangen wird. Aus dem Gelände ist außerdem bekannt, daß in vielen Fällen diese Kluftfüllungen stark deformiert sind. Neben einer Zerscherung oder stygmatischen Faltung im größeren Maßstab weisen diese Kluftfüllungen auch in den Sedimenten des Mittleren Allochthons in Richtung der heute dominanten Schieferung Zerstörungen auf. Klüfte mit aus Quarz bestehenden Füllungen schneiden diese älteren Klüfte, wobei das relative Alter durch Versätze belegt werden kann (Abb. 6.30 B).

Die jüngeren Verwachsungen der Klüfte aus Quarz bilden die im Gelände am häufigsten beobachtete Kluftfüllung. Nicht selten bilden sie Ansammlungen in den Kluftfüllungen der älteren Phase (Abb. 6.30 A). Die Flächen, in denen sie auftreten, bilden zu der Schichtfläche häufig sehr kleine oder sehr große Winkel.

Eine weitere fluide Phase beseht aus calzitischen Lösungen. Dieser wird in randlich von Quarz bewachsenen Klüften (Abb. 6.30 C), aber auch in neuen Klüften (Abb. 6.30 D) beobachtet. Es wird häufig eine Dolomitisierung des Calzites festgestellt. Treten calzitische Kluftfüllungen auf, ist Calzit gewöhnlich auch im gesamten Porenvolumen anzutreffen. Darüber hinaus belegt in größeren Klüften eine Zerscherung des Calzites parallel zur Klüftung eine Reaktivierung oder eine über den Zustrom der Fluide hinaus anhaltende Deformation. Interessant ist noch das gelegentliche Auftreten von Chlorit zusammen mit Calzit (Abb. 6.30 E). In diesem speziellen Fall ist im gesamten Dünnschliff entlang einer verhältnismäßig breiten, mit feinen Quarzkörnern auskristallisierten Kluft über die gesamte Länge entlang des Randes die Bildung von Chlorit an Calzit festzustellen. Darüber hinaus ist in Abb. 6.30 D zu sehen, daß der Calzit selbst noch einmal überprägt ist.

6.6 Deformationsphasen und Deformationsentwicklung

Die Vorstellungen zur Deformationsentwicklung in der vorliegenden Arbeit geht von der Existenz präkaledonisch penetrativ deformierter Kerne in kaledonisch penetrativ deformierten Decken aus. Die Grundlage für diese Argumentation bilden verhältnismäßig gut erhaltene kristalline Gesteine, welche zwar penetrativ (bis in die Größenordnung der Minerale) geklüftet sind, deren ursprünglicher Mineralverband dennoch im Dünnschliff erkennbar bleibt (Kapitel C.1.1, Abb. C.1, C.2). Wenn also diese Gesteine weitgehend erhalten sind, warum dann nicht auch Gesteine, die schon präkaledonisch Deformation trugen?

Dieses Argument zieht neue Betrachtungsweisen und Standpunkte nach sich. Anstelle einer Argumentation, welche von der Analyse von Gesteinen mit vielen Deformationsmerkmalen ausgeht und diese auf alle zu übertragen sucht, geht die Interpretation in der vorliegenden Arbeit von allen Lithologien gemeinsamen Deformationsmerkmalen aus. Individuelle zusätzliche Überprägungen werden in einem ersten Schritt als ausschließlich individuell angesehen und damit als präkaledonisch interpretiert. Die Argumentation zur Deformationsentwicklung baut daher nicht auf mikrotektonische und mikroskopisch erkennbare Spuren von Deformation auf, sondern auf makroskopische bzw. auf den Deckenbau der Deckeneinheit. Da dieser Deckenbau bisher als diffus betrachtet wurde (… Decken mit Dekameter- bis Kilometerabmessungen, Greiling 1984,

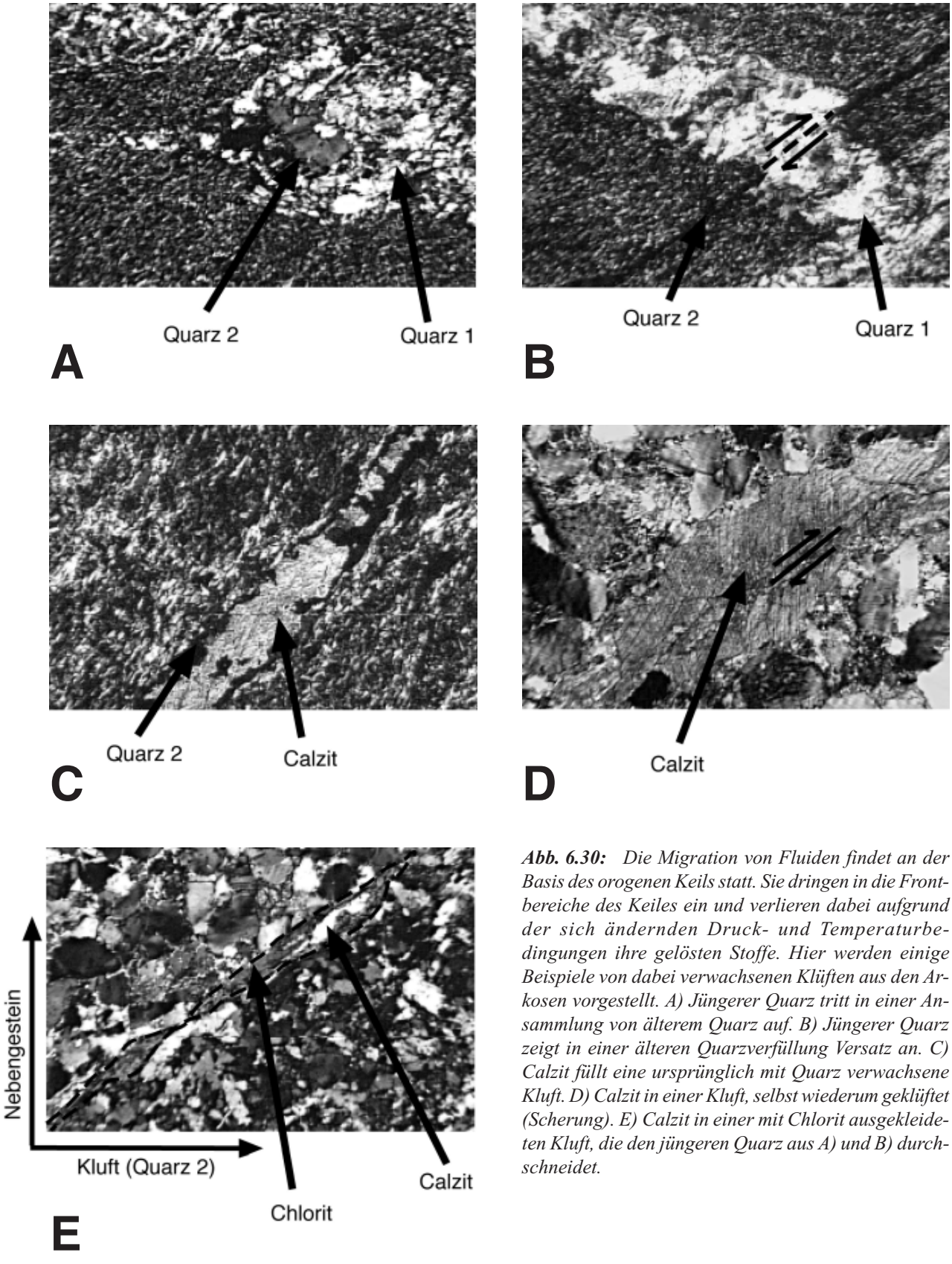


Abb. 6.30: *Die Migration von Fluiden findet an der Basis des orogenen Keils statt. Sie dringen in die Frontbereiche des Keiles ein und verlieren dabei aufgrund der sich ändernden Druck- und Temperaturbedingungen ihre gelösten Stoffe. Hier werden einige Beispiele von dabei verwachsenen Klüften aus den Arkosen vorgestellt. A) Jüngerer Quarz tritt in einer Ansammlung von älterem Quarz auf. B) Jüngerer Quarz zeigt in einer älteren Quarzverfüllung Versatz an. C) Calzit füllt eine ursprünglich mit Quarz verwachsene Kluft. D) Calzit in einer Kluft, selbst wiederum geklüftet (Scherung). E) Calzit in einer mit Chlorit ausgekleideten Kluft, die den jüngeren Quarz aus A) und B) durchschneidet.*

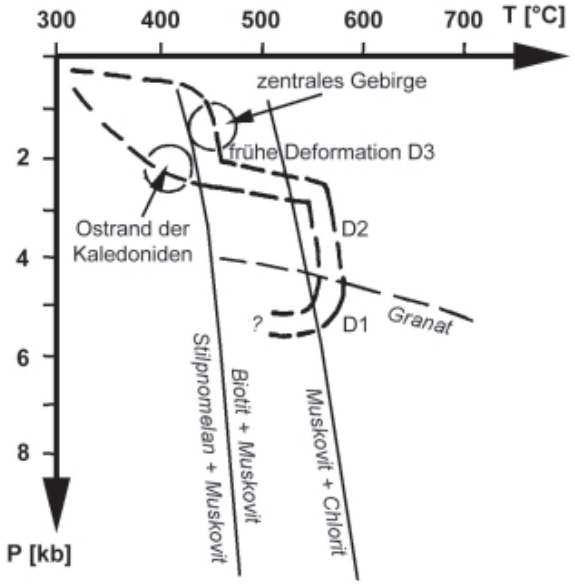


Abb. 6.31: *(PT)-Kurve für das Mittlere Allochthon aus Greiling (1989).*

1985, Kapitel 6.1) wurde versucht, eben diesen Deckenbau genauer zu charakterisieren (Kapitel 5). Dies gelang durch die Differenzierung der Konglomerate der Deckeneinheit (Kapitel 3, 4). Detailuntersuchungen in der Fläche und Interpretationen von mikrotektonischen Ereignissen (Fluide, Kapitel 6.5 oder ausgedehnte Untersuchungen wie in Kapitel 6.4) wurden wegen der noch andauernden Diskussion um diese Vorgehensweise und dem daraus resultierenden Modell in der vorliegenden Arbeit zurück gestellt.

Diese neue Vorgehensweise hat noch weitere Vorteile bei der Abgrenzung der Deckeneinheit. Die Definition der Deckeneinheit bei der Geländearbeit gestaltet sich in erster Linie nach metamorphen Indexmineralen. So werden dem amphibolitfaziellen Oberen Allochthon das Indexmineral Granat, dem grünschieferfaziellen Mittleren Allochthon Chlorit und Epidot sowie dem anchimetamorphen Unteren Allochthon keine metamorphen Minerale zugeordnet. Das Mittlere Allochthon ist demnach die Deckeneinheit mit Chlorit und Epidot, aber ohne Granat. Obwohl für das Mittlere Allochthon Granat im metamorphen Mineralbestand bekannt ist (Greiling 1989, Abb. 6.31), wird in der Praxis die Trennung zum Oberen Allochthon am Ostrand der Kaledoniden wo immer dies möglich ist an auftretendem Granat orientiert. Diesem Vorgehen liegt die Anahme zu Grunde, Granat träte innerhalb der Deckeneinheit nur im zentralen Teil des Orogens und nicht hier am Rand des orogenen Keils auf. Aus Sicht der vorliegenden Arbeit hat sich diese Praxis bei der Geländearbeit als im besten Fall grobe Orientierungshilfe erwiesen (Kapitel 2.3). Ähnliches gilt für die Abgrenzung zum Unteren Allochthon (Kapitel 2.4). Auch hier gibt es Überschneidungen beim Grad der Metamorphose. Die Definition der Deckeneinheit entfernt sich aus diesen Gründen in der vorliegenden Arbeit von der rein petrogenetischen Zuordnung der Gesteine und stellt eher lithologische Aspekte und Zusammenhänge in den Vordergrund (Kapitel 3, 4).

Das Ergebnis dieser Überlegungen und Verfahrensweisen wird in Tab. 6.1 im Vergleich mit Greiling (1989) aufgezeigt.

Die ältesten vorhandenen Deformationen, die in dieser Arbeit festgestellt und gegen andere abgegrenzt werden konnten, sind die Schieferungen S1 und S2 in den Myloniten (Tab. 6.1). Diese waren sehr wahrscheinlich bereits vor der Ablagerung der Sedimente auf den Myloniten enthalten. Hinweise darauf ergeben sich nicht nur aus sprunghaften Änderung der Deformation dort, wo Mylonite und Sedimente aufgeschlossen sind (Ullisjaure, Daikanberget, Orrkullen), sondern auch aus der Rekonstruktion der lokalen Lithostratigraphie anhand des Klasteninhalts von Konglomeraten (Abb. 3.3), aus der Differenz der statistischen Verteilungen in den Stereonetzten (Abb. 6.6 & 6.7) sowie nicht zuletzt aus dem Auftreten von grünschiefermetamorphen Lithologien im Grundgebirge des Unteren Allochthons (Gaskeluoktliden, Bierlein & Greiling 1993).

Die Korrelation über die Särv Decke nach Süden (Abb. 5.5) und über die roten Konglomerate nach Westen ins Obere Allochthon (Tietsch-Tyler 1989, Abb. 5.6) ergibt im Zusammenhang mit den lokalen Beckengeometrien (Interpretation zu Abb. 3.3) und der von Tietsch-Tyler (1989) festgestellten zweiphasigen Tektonik im Oberen Allochthon, daß der kaledonischen Entwicklung eine Dehnung des Baltischen Schildes nach Kumpulainen & Nystuen (1989) und eine frühe Kompression vorausgegangen sind. Von Townsend & Gayer (1989) sind für die Finnmark zwei, möglicherweise drei präkaledonische (prä-silurische) orogene Phasen festgestellt worden. In den Sedimenten sind vereinzelt an Horizonten mit Basiskonglomerat synsedimentäre Dehnungen aufgefallen, welche der allgemeinen Dehnung des baltischen Kontinentalrandes zugeordnet werden könnten. Da die doleritischen Gänge in die grünen Arkosen der Särv-Decke etwa bei 650 Ma stattgefunden hat und ähnliche Intrusionen auch in der Finnmark (Townsend und Gayer 1989) sowie nördlich von Trondheim (Tietzsch-Tyler 1989) bekannt sind, dürfte die Ablagerung der grünen Arkosen, zumindest

Deformationsphasen im Mittleren Allochthon			
nach der vorliegenden Arbeit			**nach Greiling, 1989**
prä - kaledonisch	S1	Knickschieferung (Schwarzer Schiefriger Mylonit und ähnliche Gesteine, Kapitel C.2), vor dem aktuellen Deckenbau, wahrscheinlich prä kaledonisch (frühe Fluide)	D1
	S2		D2
D1	S3	Bewegungsbahnen und subparallele Flächen als Klüftung, vorwiegend in Lithologien aus 'Grundgebirge' der Deckeneinheit (Kapitel 6.2.2, 6.3.1, 6.4, Hauptphase für Fluide): - Deckenbau der ersten Phase - Transportrichtung nach Südosten - Falten mit Nordost-Südwest Streichen - b-Achsen der S3 parallel zu den Scharnieren der Rampen	
D2	S4 im Aufschluß wenig erkennbar	Einengung ± senkrecht zur Transportrichtung der erneut einsetzenden/anhaltenden Deckenstapelung nach Südosten; Deckenstapelung erzeugt das Mittlere Allochthon der endgültigen Ausdehnung, Integration von überwiegend sedimentären Lithologien (späte Fluide): - Streuung der b-Achsen der S3 auf einem Großkreis - Bildung von überkippten und isoklinalen Falten im Umfeld der Deckenstapel der ersten Phase - Nordwest-Südost streichende Faltenachsen der S4 - Übersteilung der S3-Flächen mit Entwicklung zu Abschiebungen	D3
D3	S5 im Aufschluß nicht erkennbar	Passiver Transport auf dem sich bildenden Unteren Allochthon mit Ausweichbewegungen vor, über, zwischen und an Rampen der im Liegenden anwachsenden Deckeneinheit: vor Rampen: - Rotation der Decken auf S3 (Abb. 6.13 C-F) - weitere Übersteilung der S3 Abb. 6.13 E) - Reorientierung der S3 (Abb. 6.13 C-F) über Rampen: - Bildung durchbrechender Überschiebungen - Streckung/Stauchung des Mittleren Allochtons (veränderte, relative Abstände der Faltenachsen der S4) - rückwärts gerichtete Aufschiebungen zwischen Rampen: - Transpressionszonen im zehn-Kilometer Maßstab an Rampen: - Bildung lokaler Transpressionszonen im hundert Meter-Maßstab - Veränderung des Verlaufs der b-Achsen parallel oder senkrecht zu den lateralen Rampen; Schwankungen im Streichen zwischen Nord-Süd, Nordwest-Südost und Ost-West anhaltende Einengung ± senkrecht zur Transportrichtung, angezeigt durch die Neigung der Deckeneinheit des Unteren Allochthons und der Ausrichtung der Rampen im Unteren Allochthon; evtl. Resultat von Wirkung und Gegenwirkung der Lasten und Hebung während der Stapelung des Unteren Allochthons	D4-6

Tab. 6.1: *Vergleich der Ergebnisse zur Entwicklung der Deformation in der vorliegenden Arbeit mit Greiling (1989).*

bis hinauf in die konglomeratischen Horizonte mit den synsedimentären Extensionsstrukturen, im mittleren und oberen Teil dieser Serien, zwischen 800 Ma und 650 Ma stattgefunden haben.

Die frühen Kompressionsphasen müßten vor allem im Oberen Allochthon, möglicherweise auch im Mittleren Allochthon enthalten sein. Die entsprechende Deformation wäre im Oberen Allochthon allerdings, wie bei Tietsch-Tyler, in jüngeren Deformationen verborgen und könnte höchstens mit Hilfe von speziellen lokalen Markern, wie die in der Arbeit von Tietsch-Tyler verwendeten Gänge im Grundgebirge, nachgewiesen werden. Im Mittleren Allochthon wären dieser Phase im wesentlichen leichte Faltungen und reverse Bewegungen auf den bisherigen Nord-Süd gerichteten Abschiebungen des baltischen Kontinentalrandes zuzuordnen. Auch in diesen Fällen könnten entsprechende erhaltene Strukturen irrtümlicherweise den frühen Granatbildungsphasen oder aber auch jüngeren Phasen zugeschrieben werden. In der Finnmark sind orogene Schübe in der Zeit um/vor 530 Ma und bei 490-480 Ma bekannt, in Trondheim wird eine konkrete Deckenstapelung im Mittleren Arenig (480 Ma) eingeordnet. Bis zu diesem Zeitpunkt dürften sich die Serien oberhalb der grünen Arkosen, einschließlich der Tonschiefer, abgelagert haben. Die Ablagerung der roten Konglomerate und der ordovizischen Schiefer (Unteres Allochthon) dürfte nach Tietzsch-Tyler (1989) in den Zeitraum vom Ashgill (440 Ma) bis ins untere Silur hinein reichen.

Frühe kaledonische Deformationen, die der eigentlichen Orogenese zuzuordnen sind, treten im Wenlock auf (425 Ma). Sie sind nach Greiling (1989) durch die Granatbildungsphase D1 dokumentiert (Abb. 6.31, Tab. 6.1). Diese werden als Folge einer anfänglichen Versenkung unter dem orogenen Keil interpretiert. Die vorhandenen Granate wurden nicht als Almandin identifiziert, weswegen weder für das Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit noch für das Mittlere Allochthon weiter im Zentrum des Orogens eine Versenkung über die Druckverhältnisse von 4 kbar (Winkler 1979) hinaus anzunehmen ist. Diese Granatbildungen sind an entsprechende, primär im Grundgebirge vorhandene Lithologien gebunden. Rotationen der Granate, wie sie von Greiling (1989) beschrieben werden, wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht beobachtet. Abhängig von Kompetenz der Wirtslithologie, Versenkungsgrad und Nähe zu Bewegungsbahnen sind solche Rotationen bei unterschiedlicher Überprägung des Wirtsgesteins zu erwarten. Die bei Greiling (1989) beschriebene Phase D1 ist eher dynamisch und D2 eher statisch (an Gänge der Särv gebunden) zu verstehen. Die bei der Geländearbeit zur vorliegenden Arbeit beobachteten Granatbildungen wurden alle als statische Bildungen eingeordnet. Diese Granatbildungen sind in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht näher untersucht worden und werden daher in Tab. 6.1 nicht eingeordnet. Für die im Rahmen der Untersuchungen aufgenommenen Schieferungen S1 und S2 kann eine Entstehung während der Versenkung bzw. früher mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden, da die Rückformung der letzten Deformation (Abb. 6.18) auf eine Ausrichtung dieser Schieferungen senkrecht zur Transportrichtung (Abb. 6.23) führt, die auch dann erhalten bleibt, wenn man die früheren Rückformungen nach Abb. 6.7 und Abb. 6.9, Kapitel 6.3.4.2 anwendet.

Die Hauptdeformationsphase ist die Deckenstapelungsphase. Diese wird in der vorliegenden Arbeit in eine frühe Phase mit Bildung von kleineren Antiformen (D1) und eine spätere Phase (D2), in welcher diese Antiformen zusammen mit den Decken der Sedimente zum Mittleren Allochthon der heutigen Ausdehnung integriert werden, unterschieden.

D1 ist dabei auf westliche Teile des Untersuchungsgebietes beschränkt. Die auftretende Deformation in Form einer penetrativen Mylonitisierung ist im Arbeitsgebiet vorwiegend an die Überschiebungsbahnen gebunden. Gewöhnlich ist die hangende Decke kaum, die liegende Decke im Dezimeter-, selten im Meterbereich, penetrativ zerstört, und darunter höchstens im Meterbereich/unteren Zehner-Meterbereich, penetrativ deformiert.

Während der zweiten Phase der Deckenstapelung (D2) werden die Überschiebungsflächen der D1 übersteilt. Dabei bilden sich als Ausgleichsbewegung abschiebende Bewegungen entlang bisheriger Aufschiebugen. Die während D2 entstehenden Decken haben allem Anschein nach eine größere laterale Ausdehnung als die von D1. Da die Aufschlußverhältnisse im Mittleren Allochthon teilweise seitliche Verknüpfungen der Dekken nur über sekundäre Konstruktionen (Formlinien, Geometrien der Falten) zulassen, ist diese Beobachtung nicht abgesichert. Im Bereich des Arbeitsgebietes sind Deformationen der D2 ebenfalls auf die Zonen direkt unter den Scherbahnen beschränkt (wie in D1). Die penetrative Deformation der liegenden Decke ist dagegen wesentlich weniger ausgeprägt. Besonders in den Konglomeraten in sandiger und schiefriger Matrix werden auf diese Bereiche unter der hangenden Decke beschränkt verstärkte Klüftung, Schieferung und vor allem Epidotisierung (Epidotisiertes Konglomerat Kapitel C.3.6.1) beobachtet. Im gesamten Volumen der Decken findet die Grünschiefermetamorphose und in unterschiedlichem Maße eine Subkornbildung in Quarzen oder eine Auflösung der Quarzränder statt. Eine

frühere Bildung nach dem Modell einer anfänglichen Versenkung unter dem orogenen Keil kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Eine retrograde Entwicklung der Metamorphose in Granaten und braunem Biotit zu Feldspat, Karbonat, grünem Biotit und Chlorit ist wie die prograde Bildung der Granate auf die entsprechenden Wirtsgesteine und daher im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit ausnahmslos auf grundgebirgsassoziierte Gesteine beschränkt.

Während der Deformationsphase D2 entsteht eine Einengung senkrecht zur bisherigen Transportrichtung (S4). Diese Einengung hält offenbar bis zur Bildung des Unteren Allochthons an (Nordwärtsneigung des Unteren Allochthons). Eine regionale Erklärung für diesen Prozess wird in Kapitel 7.4 vorgestellt. Mit dem Einsetzen der Umkehrung der relativen Rotation zwischen Baltica und Laurentia (Abb. 7.7) während der Deckenstapelung im Mittleren Allochthon findet eine passive Rotation des äußeren orogenen Keils auf seiner Basisüberschiebungsfläche statt. Dabei wird der orogene Keil im Süden stärker nach Osten bewegt als im Norden. Daraus entsteht eine subsequente NO-SW Kompression der Decken, welche den Ergebnissen aus dem westlichen Teil der Deckeneinheit zufolge und aufgrund der rotierten NW-SO streichenden Faltenachsen wahrscheinlich bereits zwischen D1 und D2 einsetzt. Diese Deformation dürfte sich auch passiv ins Oberen Allochthon durchgebildet haben. Entsprechende Ost-West streichende Falten sind auch im Børgefjell-Fenster (Greiling et al. 1989) und im Hetenjaure Fenster (Degen et al. 1989, Degen 1995) bekannt.

Ein wesentliches Problem entsteht bei der Benennung dieser Bewegung als Phase. Sie ist nicht als einzelne Phase, sondern als anhaltende subsequente Seitwärtsbewegung zu sehen, welche einsetzt, sobald eine Bewegung des Keils nach vorn beginnt. Die Bezugsfläche ist dabei die Basis des orogenen Keils. Stark verallgemeinert ausgedrückt bewegt sich der orogene Keil als ganzes konstant von Laurentia weg, wodurch sich Baltica an der Basisabscherfläche im Verhältnis zur Gesamtbewegung minimal, dennoch stetig unter dem Keil weg dreht. Daher sind Strukturen wie „sheathfolds“ und stark vergente Falten auch im Unteren Allochthon (Lubbträsket) auf den unmittelbaren Bereich über der Überschiebungsbahn beschränkt. Da die obere Hälfte der ehemaligen Basisabscherfläche bei der Entstehung einer neuen Decke an der Basis des orogeken Keils nach oben wandert, sind entsprechende Strukturen über den Basisüberschiebungsbahnen des Mittleren Allochthons ebenfalls zu erwarten.

Zu den echten passiven Deformationen während des Transports auf dem Unteren Allochthon (D3) gehören eine ganze Reihe von Deformationen, welche sich auf das Mittleren Allochthon lokal völlig unterschiedlich auswirken. Dazu gehören:

- ein fortgesetzter, aktiver Transport auf der Basisüberschiebungsfläche des orogenen Keils, dort, wo das Untere Allochthon nicht vorhanden ist,
- der Transport über die lateralen Rampen der Deckenstapel des Unteren Allochthons mit der Ausbildung von Scherzonen
- der Transport über die Rampen auf der Westseite des Unteren Allochthons,
- die Ausbildung von Dehnungsstrukturen über den Duplexen des Unteren Allochthons,
- Entstehung von durchbrechenden Überschiebungen (drei Typen) und
- die Entwicklung von reversen Aufschiebungen.

Obwohl die Erstellung eines gegenseitigen Bezuges dieser zum Teil lokal individuell ausgeprägten Prozesse nicht schwer fällt, bleibt das bestimmende Element die Entwicklung des Unteren Allochthons. Daher werden für die einzelnen Prozesse keine gesonderten Bezeichungen eingeführt, sondern alle als D4 zusammengefaßt. Einen Überblick über diese Deformation bietet Abb. 6.14.

Allgemein entsteht unter dem Einfluß des gesamten Spannungsfeldes eine West-Ost-Ausrichtung der lateralen Rampen der Duplexe im Unteren Allochthon (Abb. 6.14). Dies führt zu flexurartigen Verwerfungen und im Arbeitsgebiet im Zusammenhang mit der NO-SW-Einengung auf eine asymmetrische Transpressionszone, wie sie ebenfalls in Abb. 6.14 vorgestellt wird. Die Asymmetrie der tektonischen Konstruktion mit Formlinien wird durch die Nordwärtsneigung des Unteren Allochthons bestätigt. Diese Struktur bildet sich bis ins Obere Allochthon durch und wird in Tab. 6.1 als S5 beschrieben.

Gleichzeitig entsteht durch diese Ausrichtung der Geometrie eine neue Orientierung der zu S3 gehörenden Faltung auf Nord-Süd-Streichen und der Faltung S4 auf

Ost-West-Streichen. Mit Hilfe der Erfassung dieser Faltenachsen im Mittleren Allochthon in der Fläche war eine Konstruktion des Verlaufes der unterlagernden Deckeneinheit möglich. Im unmittelbaren Bereich der lateralen Rampen sind häufig parallel und senkrecht ausgerichtete Scherzonen ausgebildet.

*

Zusammenfassung: *Für das Mittlere Allochthon kann vereinfacht eine dreiphasige tektonische Entwicklung angenommen werden. Diese ergibt sich sowohl aus der Gesamtstruktur der geologischen Karte, als auch aus der Analyse der im Gelände aufgenommenen Meßwerte. Anhaltspunkte für diese These ergeben sich dabei aus der verallgemeinerten und im Detail erstellten Analyse der Schichtungs- und Schieferungswerte. In einer ersten Phase enstehen kleinere Deckenstapel, die mit neuen Decken in einer zweiten Phase zum Mittleren Allochthon der heute erkennbaren Abmessungen aufgestapelt werden. Die dritte Phase wird durch die Rahmenbedingungen des passiven Transports der Deckeneinheit auf dem anwachsenden Unteren Allochthon bestimmt.*