

STEPHAN SIMON

STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE
UND ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN
VON GROBKLASTIKA IN DER
AUTOCHTHONEN, ORDOVIZISCHEN
SCHICHTENFOLGE JÄMTLANDS
(SCHWEDEN)



UPPSALA 1987

STEPHAN SIMON

STRATIGRAPHIE, PETROGRAPHIE
UND ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN
VON GROBKLASTIKA IN DER
AUTOCHTHONEN, ORDOVIZISCHEN
SCHICHTENFOLGE JÄMTLANDS
(SCHWEDEN)

UPPSALA 1987

ISBN 91-7158-411-0
ISSN 0082-0024

„Je mehr man schon weiß, je mehr hat man noch zu lernen. Mit dem Wissen nimmt das Nichtwissen in gleichem Grade zu, oder vielmehr das Wissen des Nichtwissens“.

Friedrich Schlegel, Athenäums-Fragmente

Mittel zur Durchführung der Arbeit
wurden von der Deutschen Forschungs-
gemeinschaft unter Az. Li 174/25-1 in
großzügiger Weise bewilligt.

Textkartorna är från sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1987-09-25.

Address:
Stephan Simon
Philipps-Universität
Marburg/Lahn, BRD

Fotosats: ORD & FORM AB
Tryck: Offsetcenter ab, Uppsala 1987

INHALTSVERZEICHNIS

Abstract	4
Einleitung	5
Geographische und geologische Lage des Arbeitsgebietes	5
Aufgabenstellung	5
Stratigraphie	8
Der kristalline Untergrund	12
Einleitung	12
Die Arkose-Breccie	13
Die Aufschlüsse in der Umgebung der Kirche von Lockne	13
Nordanbergberget	16
Lappgrubban	21
Weitere Lokalitäten	22
Bergsböle	24
Zusammenfassung	25
Aufschlußbeschreibung und Stratigraphie der Breccien	27
Die Aufschlüsse entlang der Nationalstraße 81	27
Die Aufschlüsse entlang der Bahn	34
Die Umgebung des Sees Ynntjärnen	42
Das Gebiet um Åsan und Kullstaberget	44
Das Gebiet um Kloxåsen	52
Aufschlußbeschreibung	52
Zusammenfassung und Diskussion der geologischen Verhältnisse in Kloxåsen	61
Das Gebiet um Skutetjärnen	64
Bergsböle	69
Weitere Lokalitäten in der Umgebung des Locknegebietes	74
Aufschlüsse östlich von Storsjön	76
Flon - Målingen	77
Åsarne	81
Der Loftarsten	83
Einleitung	83
Zusammensetzung	84
Beschreibung der einzelnen Gruppen von Komponenten	89
Diabase	89
Granitische Komponenten	92
„Quarzit“ und „Quarzitschiefer“	93
Vulkanite	93
Karbonate	94
Andere Sedimentgesteine	97
Einzelkörner	100
Die Sedimentstrukturen im Loftarsten	100
Parallellamination	100
Gradierung	101
Schrägschichtung	102
Erosionsmarken	102
Strömungstreifung	103
Entwässerungsstrukturen	104
Diagenese	108
Untersuchung des Korngefüges	112
Methodik und Ergebnisse	112
Diskussion	116
Interpretation der Grobklastika des Locknegebietes	116
Herkunft des Materials	125
Ursachen der Rutschungen	129
Fazies und Paläogeographie	134
Orthocerenkalk	134
Ablagerungsmilieu von Lockne-Breccie und Loftarsten	138
Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse	141
Danksagung	142
Literaturverzeichnis	143
Anhang	149
Verzeichnis der im Text genannten Aufschlüsse mit Gitterpunkten	149
Fossilisten der im Text erwähnten Conodontenproben	150
Ergebnisse der Kornorientierungsmessungen an Loftarstenproben	155

ABSTRACT

Autochthonous sediments form a narrow belt along the Caledonian margin in Jämtland. It contains a Cambrian and Ordovician sequence of "normal" Baltoscandian type. The position of the described area in the transition between the Baltic Shield and Caledonian geosyncline is documented by several intercalations of shale and decreasing thickness of the epicontinental limestones toward the west.

The autochthonous Ordovician is characterized by anomalous coarse-clastic sediments, interpreted as littoral sediments by most authors. These are the Kullstaber-breccia and the Lockne-breccia. The latter grades into a distinctive graywacke, locally termed Loftarsten. The so-called Ängsbacken-breccia proved to be, in fact, Lockne-breccia as well as some rocks that were formerly thought to belong to the Kullstaber-breccia.

The coarse-clastic sediments are characterized by very large components (up to the size of olistoliths), poor size sorting, angular and fresh crystalline rock fragments and a clayey matrix. The breccias and the graywacke are interpreted here as the results of submarine mass movements. Sedimentary structures in the breccias and the Loftarsten suggest transports ranging from glides to high-density turbidity currents. Geological observations, sedimentary structures and grain fabric in the Lockne area indicate a NW-SE trending crystalline rise to be the source area of the coarse-clastic sediments. Smaller occurrences of crystalline rocks, formerly interpreted as autochthonous basement, are probably olistoliths in the Lockne-breccia. In the other areas the source areas of the mass movements are eroded.

Apart from basement rocks, the Lockne-breccia contains fragments of Cambrian black shale and bituminous limestone, Töyen shale, rhyolite and volcanic fragments of uncertain origin and as a major constituent fragments of "orthoceratite-limestone".

The Lockne-breccia lies unconformably upon beds of several stratigraphic positions down to the Precambrian basement. It contains limestone fragments ranging from Lower Ordovician up to Lower Dalbyan age. Because of the nearby position of the source area it can be concluded that the apparent stratigraphic gap was produced by the mass movements themselves. Autochthonous limestones of *serra*- and *anserinus*-age, formerly unknown in the Lockne area, have also been found.

The underlying carbonates are frequently fragmented by sometimes deep and broad fissures filled with breccia. These cracks and fissures developed when the early cemented carbonates moved gravitationally a bit over their marly partings. By this mechanism parts of the underlying carbonates became incorporated into the breccia.

The sometimes very large fragments of Precambrian crystalline rocks can best be explained by tectonic activity. The Precambrian basement is brecciated along a NW-SE trending zone and contains a clayey bituminous matrix. This brecciation is at least in parts of Caradocian age. It is supposed to be connected with a Paleozoic reactivation of Precambrian NW-SE striking transform faults. Caledonian reactivation led to the formation of NW-SE trending tilt blocks. In the Lockne area sedimentation of very coarse material took place at the steep SW-side of the tilt block. On the flat NE-side the flows could travel farther and thus develop into a lateral graded turbidity current. Graded Loftarsten thus only occurs on the NE-side of the rise.

Indications of a submarine relief leading to gravitational sediment transport are already found in the Middle Cambrian. Smaller occurrences of crystalline clasts have been found in Ordovician limestones of *originalis*- and *variabilis*-age. The Kullstaber-breccia was formed during Aserian time. The Lockne-breccia is the result of several different

events during the Caradoc and thus may indicate a culmination in tectonic activity; in its finer parts it contains up to 20% of pyroclastic fragments.

The overlying beds frequently contain a typical conodont fauna of the *gerdae*-subzone; in the vicinity of the basement rise it also contains smaller amounts of crystalline fragments, decreasing rapidly with distance from the rise.

The geological relations in the Lockne area suggest a depositional environment probably far off the coast and below storm wave-base during the Lower and Middle Ordovician.

EINLEITUNG

GEOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE LAGE DES ARBEITSGEBIETES

Das Arbeitsgebiet liegt am Rande des Kaledonischen Gebirges in Jämtland, wo autochthone altpaläozoische Sedimentite entlang dem Gebirgsrand aufgeschlossen sind (Abb. 1a). Sie bilden einen nur zwischen 1 km und 25 km breiten NE-SW verlaufenden Streifen, der südöstlich der Provinzhauptstadt Östersund seine größte Breite erreicht. In diesem Gebiet liegt das sogenannte Lockne-Feld, aus dem seit der Jahrhundertwende (Wiman 1899) grobklastische Ablagerungen des Unter- und Mittelordoviziums bekannt sind. Diese Grobklastika wurden später von Frödin (1920), Hadding (1927) und Asklund (1938) kurz behandelt; die wichtigste und ausführlichste, in vieler Hinsicht auch heute noch gültige Arbeit über das Autochthon wurde von Thorslund (1940) vorgelegt.

Die Geologie und heutige Morphologie des Locknegebietes (Abb. 2) ist vor allem dadurch gekennzeichnet, daß an einigen Stellen das präkambrische Grundgebirge durch die altpaläozoischen Sedimentite hindurchragt. Diese Kristallinaufbrüche, die heute z.T. mehr als 60 m über dem Niveau des präkambrisch peneplanisierten Grundgebirges liegen, sind – nach den hauptsächlich von Thorslund (1940) entwickelten und seither allgemein akzeptierten Vorstellungen – erosiv angelegte Monadnocks, die aus dem altpaläozoischen Epikontinentalmeer als Schäreninseln herausragten. Die altpaläozoische Schichtenfolge ist durch außergewöhnliche, in die „normale“ baltoskandische Schichtenfolge eingeschaltete Breccien und Sandsteine gekennzeichnet, die bisher als litorale Bildungen bzw. Wildbachablagerungen (Asklund 1938) interpretiert werden. Diese Gesteine kommen im Autochthon von Östersund im Norden bis in die Gegend von Åsarna, etwa 60 km weiter im Südwesten, vor.

AUFGABENSTELLUNG

Seit Thorslund's (1940) Untersuchungen werden die vorkommenden Schichtlücken, Aufarbeitungshorizonte, Breccien und Sandsteine als Ergebnis einer Sedimentation in einem litoralen Milieu gedeutet. Da den Sedimenten fast alle

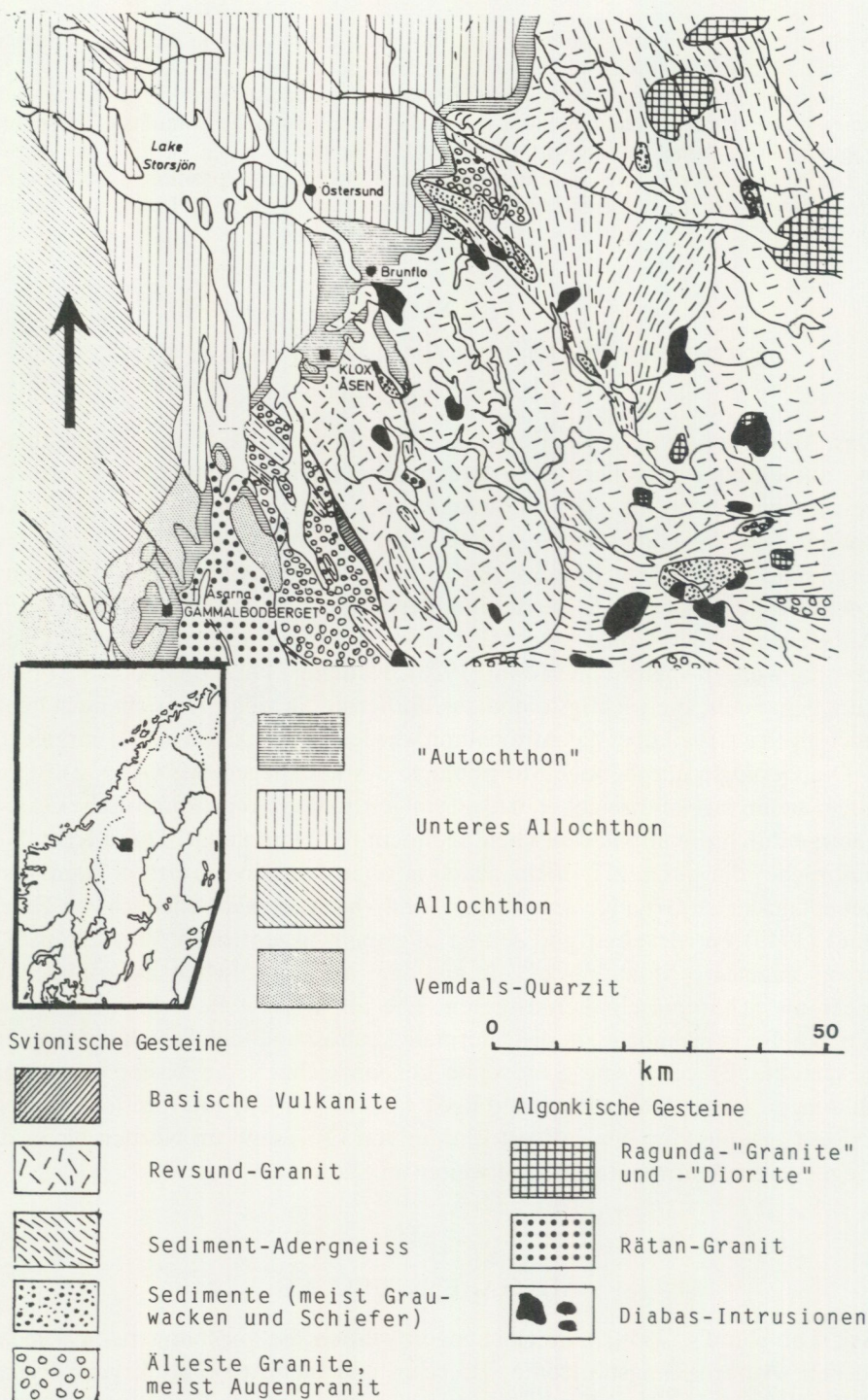


Abb. 1 a. Lage und geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes. Mit kleinen Veränderungen zusammengestellt aus LÖFGREN (1978) und SGU, Ser. Ba, Nr 16, Geologische Karte von Schweden.

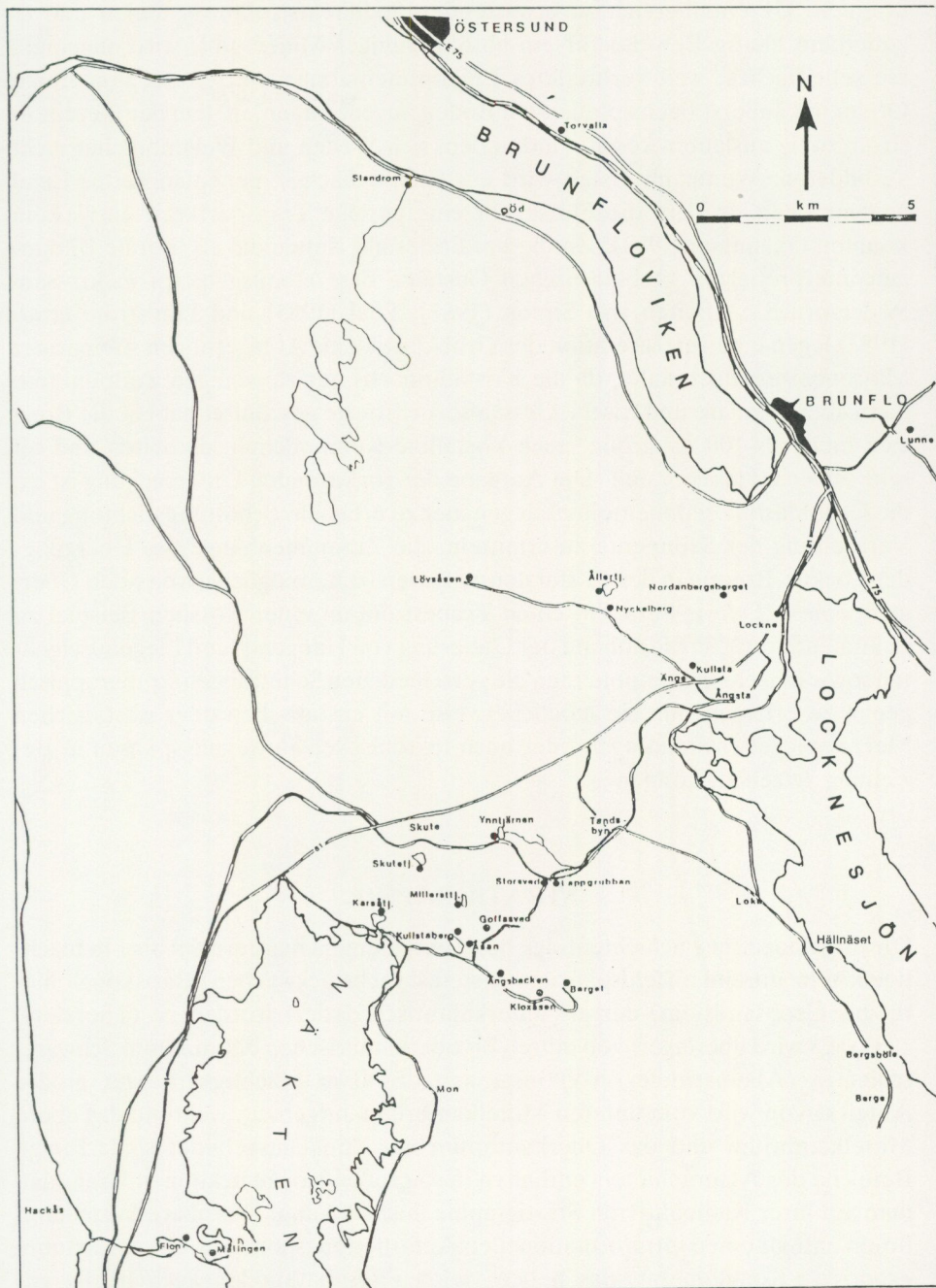


Abb. 1b. Übersichtskarte über die Lage der wichtigsten Lokalitäten im Untersuchungsgebiet zwischen Östersund und Hackås. Für das Gebiet um Åsarna gibt Abb. 48 einen Überblick. Genauen Überblick über die Lage der Aufschlüsse im Lockne-Gebiet gibt Abb. 16, für Kloksåsen Abb. 32a, für Målingen Abb. 45.

in einem Gezeitenbereich zu erwartenden Sedimentstrukturen fehlen und es außerdem häufig Beweise für ein absolut ruhiges Milieu gibt, wird allgemein ein sehr flaches, weit verbreitetes Epikontinentalmeer mit einem zum freien Ozean hin äußerst flach abfallenden Boden angenommen, in dem der Gezeitenstrom ruhig auslaufen konnte und in dem sich Wellen und Wellenbrecher nicht ausbildeten. Weiter im Osten wird ein ebenso flaches, peneplanisiertes Land angenommen, in dem die Flüsse nur eine geringe Transportkraft entwickeln konnten (Jaanusson 1982). Zu diesem Faziesbild stehen die als litorale Bildungen interpretierten grobklastischen Gesteine des Arbeitsgebietes in krassem Widerspruch. Arbeiten von Simon (1981), Paul (1983) und Lindström *et al.* (1983) legen eine Interpretation der Grobklastika als Ablagerungen submariner Massenbewegungen nahe, da die Kristallinohochs nur zu wenigen Zeitpunkten, dann aber angulare und frische Gesteinsbruchstücke geschüttet haben, die Breccien mehr als 100 m³ große, auch kristalline Komponenten enthalten und oft sehr schlecht klassiert sind. Die Aufgabe der vorliegenden Untersuchung ist es, die Grobklastika sedimentologisch genauer zu erfassen, Schüttungsrichtung und Verbreitung der Sedimente zu ermitteln, die Zusammenhänge des Übergangs der Lockne-Breccie in den Loftarsten zu klären (d.h., möglicherweise den Übergang eines „Debris-Flow“ in einen Trübestrom an einem fossilen Beispiel zu dokumentieren), sowie anhand der Datierung von Hangend- und Liegendsschichten sowie einzelner Komponenten die verschiedenen Schüttungen stratigraphisch genau zu erfassen, um sie möglicherweise mit eustatischen oder isostatischen Meeresspiegelschwankungen oder auch tektonischen Bewegungsphasen in Beziehung setzen zu können.

STRATIGRAPHIE

Die altpaläozoische Schichtenfolge beginnt mit einem mehrere dm bis 1 m mächtigen, sehr unreinen (feldspat- und gesteinsbruchstückreichen) Basiskonglomerat bis Grobsandstein, der als unterkambrisch datiert worden ist (Thorslund 1933). Es wird überlagert von mittel- bis oberkambrischen bituminösen Schwarzschiefern (Alaunschiefer) von insgesamt 25–30 m Mächtigkeit. Der größte Anteil davon wird vom unteren Mittelkambrium aufgebaut, während das obere Mittelkambrium und das Oberkambrium nur dünn ausgebildet sind. Einige Bereiche des Alaunschiefers enthalten in so großen Konzentrationen Uran, daß man mit ihrer Radioaktivität Stratigraphie machen kann. Das obere Mittelkambrium enthält einen intraformationellen Aufarbeitungshorizont, das sogenannte *exporrecta*-Konglomerat, das neben vielen Phosphatknollen auch häufig gut gerundete Quarzkörner enthält (Thorslund 1940). Obwohl das Oberkambrium nur sehr geringmächtig ausgebildet ist, sind doch seine Trilobitenzonen weitgehend vertreten (Westergård 1922). Die Alaunschiefer enthalten nach oben

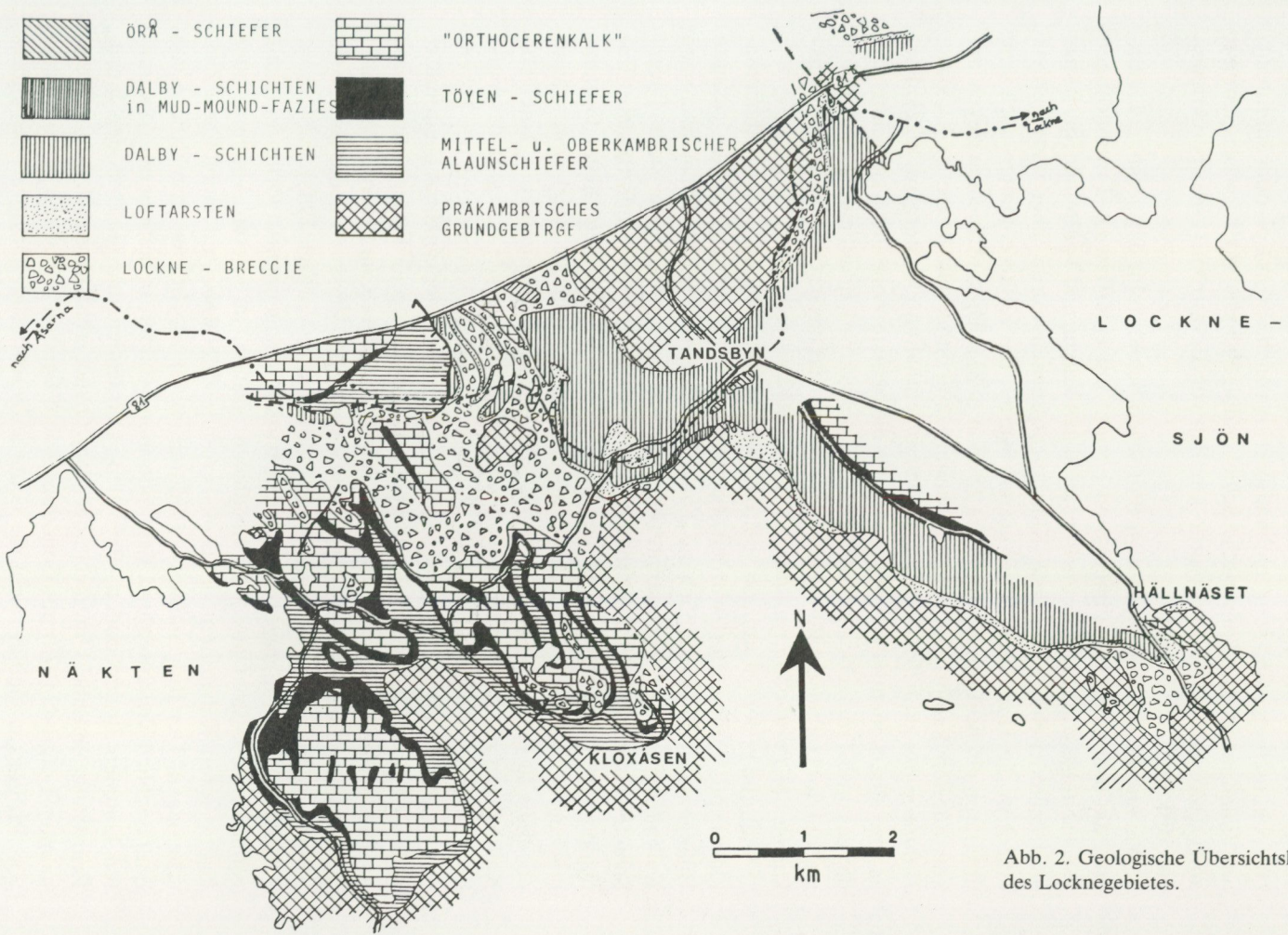


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des Locknegebietes.

zunehmend bituminöse Stinkkalklinsen und Stinkkalkbänke, die eine individuenreiche, aber artenarme Fauna mit Trilobiten und Brachiopoden enthalten. Die Alaunschiefer sind sehr fein laminiert; Anzeichen von Epi- oder Endobenthos fehlen meist. Die kambrische Schichtenfolge ist z.B. bei Kloksåsen sehr gut aufgeschlossen. Ihre Fazies wurde kürzlich von Bergström (1980) beschrieben und diskutiert.

Wie auch sonst häufig auf dem Baltischen Schild, fehlt das gesamte Tremadoc; die ordovizische Sedimentation beginnt mit einer etwa 1–2 m mächtigen Wechselfolge von glaukonitreichen, knolligen Kalken und Tonsteinen, die früher als tremadocischer *Ceratopyge*-Kalk angesprochen wurde, aber von Tjernvik (1956) in die Hunneberg-Stufe gestellt wurde; die Kalke enthalten auch eine unterarenigische Conodontenfauna (Simon 1981). Diese Schichten liegen auf korrodierten kambrischen Alaunschiefern und Stinkkalken, die in Kloksåsen *Peltura minor* und *Protopeltura praecursor* enthalten (Westergård 1922). Hier ist also eine Schichtlücke vorhanden, die die oberste Zone des Kambriums und das gesamte Tremadoc umfaßt. Ähnliche Verhältnisse findet man auch bei Flon und auf der Halbinsel Målingen bei Hackås, wo das basale Ordovizium auf Stinkkalken der *Parabolina spinulosa*-Zone liegt (Karis & Larsson 1982).

Während in der „normalen“ baltoskandischen Fazies Kalke vom Orthocerenkalk-Typus sedimentiert wurden, besteht im Arbeitsgebiet auch die gesamte Billingen-Stufe hauptsächlich aus Tonsteinen mit einzelnen, 5–10 cm mächtigen Kalkbänken. Dieser sogenannte Untere Didymograptusschiefer oder Töyenschiefer (Jaanusson 1982) enthält neben Graptolithen kleine inartikuläre Brachiopoden, Trilobiten und in den Kalkbänken Conodonten. Seine Gesamtmächtigkeit liegt zwischen 5 und 15 m, seine stratigraphische Reichweite scheint ebenfalls zu variieren (Jaanusson *et al.* 1982). Nach oben nimmt der Anteil von Kalkbänken zu; der Top des Töyenschiefers scheint mit dem Beginn des Volkhovs zusammenzufallen (Löfgren 1978). In der weiten Verbreitung des Töyenschiefers nach Osten hin zeigt sich ein Vorstoß von geosynklynal beeinflusster Sedimentation, die eigentlich für weiter westlich gelegene Faziesgürtel typisch ist. Dieser Vorstoß wird entweder mit dem Modell der „Competitive Sedimentation“ erklärt (Jaanusson 1973) oder mit einer tiefen Versenkung des Baltischen Schildes während der Billingen-Zeit (Lindström & Vortisch 1982).

Die nächste stratigraphische Einheit wird vom sogenannten Orthocerenkalk gebildet. Er besteht aus 5–20 cm dicken, grauen, im oberen Abschnitt auch kräftig roten Kalzilutiten bis Biokalkareniten, teilweise mit mergeligen Zwischenlagen. Der Biogenanteil wird durch immer allochthone Bruchstücke von hauptsächlich Trilobiten und Echinodermen gebildet, in den oberen Abschnitten kommen Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden und Gastropoden hinzu. Feinstratigraphische Untersuchungen am Orthocerenkalk des Arbeitsgebietes nahmen Löfgren (1978) mit Conodonten und Larsson (1973) mit Megafossilien vor. Im Lockne-Gebiet reicht die heute aufgeschlossene Orthocerenkalkfazies

	CONODONTENZONEN	BALTOSKANDISCHE STUFEN	LOCKNE-GEBIET	UNTERES ALLOCHTHON
ASHGILL	Amorphogn. ordovicicus		Fjäck-Schiefer	"Kogsta - Siltstein"
	Amorphognathus superbus		Slandrom-Kalk	
			Örå-Formation	
CARADOC	Amorphogn. tvaerensis	P.(Ba.)alobatus P.(Ba.)gerdae P.(Ba.)variabilis	Dalby - Schichten	Slandrom-Kalk Örå-Schiefer
	Pygodus anserinus		Lockne-Breccie u. Loftarsten	
	E.lindstroemi			
LLAN - DELLO	Pygodus serra	E.robustus	UHAKU	Furudal - Kalk
		E.reclinatus		
LLANVIRN		Eopl.foliaceus	LASNAMÄGI	Folkeslunda - Kalk
		- Panderodus sulcatus	ASERI	Seby - Kalk
	Eopl. suecicus	- Sc.gracilis	Kullstaberget	Skärlov - Kalk
LLANVIRN	Amorph. variabilis	M.ozarkodella M.flab. parva	ALUOJA	Isö - Kalk
	Microz. parva		KUNDA	
	Parioistodus originalis		VALASTE	
ARENIG	Prioniodus navis		HUNDERUM	Holen - Kalk
	Prioniodus triangularis			
	Prioniodus evae		VOLKHOV	Lanna - Kalk
	Prioniodus elegans		BILLINGEN	Töyen - Schiefer
	Parioistodus proteus		HUNNEBERG	Latorp - Kalk
			LATORP	Töyen - Schiefer

Abb. 3. Stratigraphische Tabelle des Ordoviziums im Autochthon und Unteren Allochthon in Jämtland nach JAANUSSON & KARIS (1982) und LINDSTRÖM *et al.* (1983).

bis in das Aseri hinein und wird von den hier beschriebenen caradocischen Grobklastika überlagert; auch innerhalb des Orthocerenkalks findet man einen Horizont mit einer polymikten Breccie, dem sog. Kullstaberget-, „Konglomerat“ (Larsson 1973). Nördlich des Lockne-Gebietes reicht in Lunne (bei Brunflo) der Orthocerenkalk bis in den Folkeslunda-Kalk, bei Åsarna bis in den Furudal-Kalk und wird dann ebenfalls jeweils von caradocischen Breccien und Sandsteinen überlagert.

Das Auflagern der Breccien auf verschiedenen stratigraphischen Niveaus (im Lockne-Gebiet bis hinunter auf präkambrisches Kristallin) wird von Jaanusson *et al.* (1982) einer Emersion und nachfolgender Erosion bzw. Nichtsedimentation zugeschrieben. Der Segerstad-Kalk und der Seby-Kalk sind reich an stromatolithischen Strukturen, die von Larsson (1973) ausführlich beschrieben wurden und im Zusammenhang mit möglichen Trockenrissen zur Rekonstruktion eines Küstenmilieus benutzt wurden.

Das Hangende von Lockne-Breccie und Loftarsten bilden mergelige Tonsteine mit einzelnen kalzilutitischen Bänken und Knollen (Dalby-Schichten). An manchen Stellen liegen sie auch direkt auf dem Grundgebirge. Entlang den kristallinen Hochs verzahnen sie sich mit Dalby-Schichten, die in einer Sonderfazies ausgebildet sind. Dies sind helle, reine Biokalkarenite und wurden von Thorslund (1940) als riffartige Kalksteine angesprochen. Sie sind stellenweise

massig und gehen randlich in etwa 10 cm weit gut gebankten Kalk über. Oft sind sie sparitisch umkristallisiert. Die längliche Form dieser Ablagerungen in Sonderfazies entlang den morphologischen Kristallinohochs deutet auf einen Ursprung der Sedimente in einem „Mud Mound“ hin (Paul 1983).

Die Dalby-Schichten werden von Schwarzschiefern mit bituminösen Kalken (Örå-Formation) überlagert. Ihr Alter ist oberes Mittelcaradoc. Die Fauna enthält neben Graptolithen in den Kalkbänken auch Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden sowie Trilobiten verschiedener trinucleiden Arten. Das oberste Caradoc wird vom Slandrom-Kalk gebildet, der in einem Aufschluß nordöstlich des Yntjärnen vorkommt.

DER KRISTALLINE UNTERGRUND

EINLEITUNG

Die paläozoischen Sedimentite liegen auf präkambrischem Grundgebirge. Im Nordteil des Arbeitsgebietes (etwa bis in die Umgebung von Hackås) handelt es sich meist um Revsund-Granit, der in Jämtland weit verbreitet ist. Dieser Biotitgranit ist durch eine grob- bis mittelkörnige Grundmasse von Plagioklas, Biotit und Quarz gekennzeichnet, in der porphyrtartig oft mehrere cm große Kalifeldspäte schwimmen. Durch diese Feldspäte ist er entweder rötlich gefärbt (Björnattypus) oder grau (Pilgrimstättypus). Der Revsund-Granit wird von Holmqvist (1906) und Persson (1978) petrographisch eingehend beschrieben. Er stellt eine spätkinematische Bildung der svekofennischen Gebirgsbildung dar und hat nach Welin *et al.* (1964) ein Alter von 1785 ± 40 Mio. Jahren. Diese Granite werden von subjotnisch gebildeten, oft lang aushaltenden und mächtigen Diabasgängen durchschlagen, dem sog. Åsby-Diabas, der meist grobkörnig ist, an den Salbändern aber auch sehr feinkörnig werden kann (Heesemann 1975). Größere Vorkommen von Diabas gibt es südlich von Brunflo, kleinere Gänge sind z.B. bei Nordanbergsberget am Nordufer des Locknesjön, am Westufer des Locknesjön bei Bergsböle in einem Straßenanschnitt und am Nordufer der Halbinsel Målingen bei Hackås aufgeschlossen.

Im südlichen Bereich von Locknesjön findet man außerdem noch Vorkommen von Sediment-Aderngneiss (siehe Abb. 1).

Die autochthonen Sedimentite südlich von Hackås werden von dem spätsvekofennisch gebildeten Rätan-Granit unterlagert.

Das Grundgebirge ist zum großen Teil präkambrisches peneplanisiert worden; insbesondere im Locknegebiet treten aber von kristallinen Gesteinen gebildete Hügel auf, deren Entstehung schon zu vielerlei Spekulationen Anlaß gegeben hat. Wiman (1899) war der Meinung, es handele sich um tektonisch gebildete Horste und Kleinhorste. Frödin (1920), Asklund (1938) und Thorslund (1940) interpretierten sie als erosiv entstandene Monadnocks und leiteten aus der

Morphologie des Grundgebirges eine durch das gesamte Altpaläozoikum bestehende Schärenlandschaft ab. Diese Auffassungen werden von Lindström *et al.* (1983) angezweifelt; sie interpretieren das Relief teils als tektonisch entstanden, teils werden kleinere Kristallinvorkommen als Olistolithe in der Lockne-Breccie gedeutet.

DIE ARKOSE-BRECCIE

Das Grundgebirge ist oft, vor allem im Locknegebiet, nicht als intaktes magmatisches Gestein anzutreffen, sondern als eine Breccie. Diese von Wiman (1899) als „Verwitterungs- oder Insolationsbreccie“ und von Thorslund (1940) als „arkose-like breccia“ angesprochene Breccie kommt hauptsächlich in einem NW–SE verlaufenden Streifen zwischen Bergsböle und der Überschiebungsgrenze der Skute-Decke vor; bei Brunflo und weiter südöstlich am Ostufer des Locknesjön ist das Grundgebirge weitgehend intakt (Thorslund 1940), und auch bei Mon am Ostufer des Näkten findet man keine Arkose-Breccie.

Die Arkose-Breccie geht ohne deutliche Grenze in intaktes Kristallin über. Thorslund (1940) datierte ihre Entstehung in das Ordovizium, da das Grundgebirge unter kambrischen Schichten immer intakt war (und er eine Entstehung durch Verwitterung annahm). Paul (1983) äußerte die Ansicht, daß eine Rüttung des Grundgebirges schon im Kambrium stattgefunden haben könnte, der Schutt aber vor der Ablagerung von Basiskonglomerat und Alaunschiefern erodiert worden ist.

DIE AUFSCHLÜSSE IN DER UMGEBUNG DER KIRCHE VON LOCKNE

Der Übergang von Arkose-Breccie in festes Grundgebirge ist immer wieder festzustellen; er konnte z.B. in neuen Aufschlüssen entlang der Bahnlinie Brunflo – Hackås gut beobachtet werden. In einem Aufschluß östlich der Kirche von Lockne (Aufschluß 10)¹, der schon von Frödin (1920) und Thorslund (1940) beschrieben wurde, findet man Hinweise auf die mögliche Entstehungszeit und den Entstehungsmechanismus der Arkose-Breccie. In einem etwa 2–3 m hohen und 50 m langen, neuen Bahnanschnitt enthält der Granit neben häufigem, blaßgrünen Epidot auch idiomorphe Kristalle und kugelige Aggregate von Fluorit. Das Gestein erscheint im westlichen Teil des Aufschlusses auf den ersten Blick als intakter Granit, erst bei genauerem Hinsehen fällt eine Brecciiierung des Gesteins auf. Die Matrix zwischen den einzelnen (eckigen) Bruchstücken ist oft bituminös. Nach Osten nimmt der Brecciiierungsgrad bis hin zu einer nur

¹ „Aufschluß“ wird im folgenden Text mit dem Buchstaben „A“ abgekürzt. Die Gitterpunktweite der im Text genannten Aufschlüsse werden im Anhang aufgelistet.



Abb. 4. Nierenförmiger Querschnitt eines feinkörnigen Sandsteinganges in Arkose-Breccie. Längster Durchmesser des Ganges etwa 8 cm. (A 10/83, an der Bahn östlich Lockne).

noch aus cm-großen Bruchstücken bestehenden Breccie zu, in der die Komponenten keine korrespondierenden Korngrenzen („Fitting“ nach Richter & Füchtbauer 1981) mehr zeigen. In diesem Bereich gibt es subparallel zueinander angeordnete, etwa WSW–ENE streichende, zwischen wenigen mm und mehreren dm breite Spalten, die mit einem dem mittelordovizischen Loftarsten sehr ähnlich sehenden Feinsandstein verfüllt sind. Dieser Sandstein ist parallel laminiert; die Laminae laufen parallel zu den Spaltenwänden, also subvertikal und gleichen Unebenheiten der Spaltenwände aus. Der Sandstein ist auch in feine Haarrisse der Arkose-Breccie eingedrungen. Stellenweise findet man auch ovale bis nierenförmige Querschnitte von „Sandsteingängen“ (Abb. 4).

Es kommen auch mehrere cm große, längliche Schollen von Granitbruchstücken mit gut korrespondierenden Korngrenzen vor, die in Sandsteinmatrix schwimmen (Abb. 5). Dies kann nur durch ein gleichzeitiges Aufreißen und Verfüllen der Spalten erklärt werden, da die einzelnen Schollen erst in der Füllung auseinanderbrechen und durch das Sediment offensichtlich getragen wurden. Für eine gleichzeitige und schlagartige Verfüllung der Spalten spricht auch die vertikale, wandparallele Anordnung der Schichtung des Sediments (Strauch 1966) und das Einsaugen bis in feinste Risse. Das Sediment muß vor der Öffnung der Spalten bereits auf dem Kristallin gelegen haben, obwohl im Aufschluß und in der Umgebung überlagernder Loftarsten nicht anstehend, sondern nur als häufiger Lesestein gefunden wurde. Sofern es sich bei dem Sandstein tatsächlich um Loftarsten handelt (es gibt im gesamten Arbeitsgebiet



Abb. 5. Granit wird in längliche Schollen zerlegt, die Zwischenräume werden mit Loftarsten aufgefüllt. Gleichzeitigkeit von Zerreißen und Verfüllen zeigt sich an dem ausgezeichneten Aneinanderpassen der Komponenten. (A 10/83, an der Bahn östlich der Kirche von Lockne).

eigentlich keine anderen Gesteine ähnlicher Lithologie), heißt das, daß das Aufreißen der Spalten frühestens im Caradoc erfolgte.

Auch mikroskopisch gleicht der Sandstein dem Loftarsten. In einer kalkig-tonigen Matrix findet man eckige Körner von Quarz und Feldspat, Gesteinsbruchstücke, Echinodermenbruchstücke und (z.T. bituminöse) Tonschieferfetzen, die meist mit ihrer Längsachse parallel zur Spaltenwand orientiert sind (Abb. 6). Im Schliff wird aber auch deutlich, daß die Spaltenwand eine klare, fest definierte Grenze hat. Das umgebende Material ist Arkose-Breccie, teilweise mit bituminöser Substanz als Zwischenmasse. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus granitischem Material und haben keine korrespondierenden Korngrenzen. Die größten Körner sind etwa 1 cm groß. Die kleinsten Körner sind kleiner als $5\ \mu\text{m}$ und gehen so in die Matrix über. Man findet häufig verbogen erscheinende Plagioklas-Zwillingslamellen. Die Quarzkörner löschen undulös aus und enthalten Blasenzüge. Pennin kommt sowohl diagenetisch neu gebildet als auch detritisch vor (dann meist zerbrochen). Die meisten Körner sind eckig, aber es kommen auch einige gerundet erscheinende Körner vor. Die Feldspäte sind oft sericitisiert oder chloritisiert. Selten findet man diagenetische Neuspaltung von Quarz und Feldspat. Neben bituminöser Substanz findet



Abb. 6. Dünnschliff des Kontakts von Arkose-Breccie und der Spaltenfüllung aus Loftarsten. Man sieht eine Einregelung länglicher Körner des Loftarsten parallel zur Spaltenwand. Komponenten der Arkose-Breccie ragen aus der Spaltenwand heraus. Komponenten der Arkose-Breccie zeigen keine korrespondierenden Korngrenzen. (Dünnschliff 10/83, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

man Chlorit als Zwischenmasse und mikrosparitischen Kalzit als Zement. Aus der Spaltenwand ragen einige Körner der Arkose-Breccie hervor, ohne vom Loftarsten aufgenommen zu werden (Pfeile auf Abb. 6), d.h., die Arkose-Breccie war zum Zeitpunkt der Spaltenbildung bereits verfestigt und hat spröde auf tektonische Spannungen reagiert.

Ähnliche Spalten werden von Thorslund (1940) auch bei Österböle, etwa 6 km ost-südöstlich von Lockne, beschrieben.

An der Straßenkreuzung der Nationalstraße 81 bei der Kirche von Lockne findet man ebenfalls stark brecciiertes Kristallin mit einer bituminösen Zwischenmasse, die dem Gestein eine dunkelbraune bis schwarze Farbe verleiht, sodaß man nur schwer erkennt, daß es sich nicht um ein basisches magmatisches Gestein handelt.

NORDANBERGBERGET

Der größte Aufschluß von Grundgebirge befindet sich etwa 1,5 km nordwestlich der Kirche von Lockne bei Nordanbergberget, wo ein großes Kieswerk

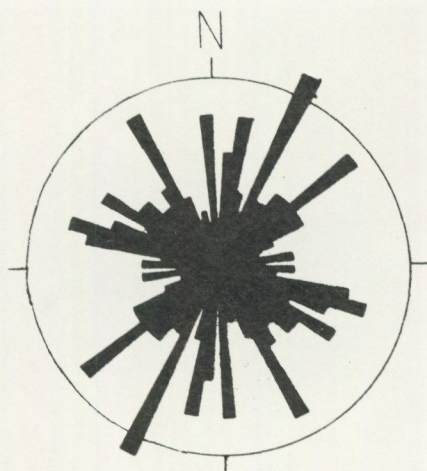


Abb. 7. Kluftrose des Granitaufschlusses bei Nordanbergberget (207 Meßwerte).

1982 (nach Auskunft von Familie Persson, Lövsåsen) einen neuen Steinbruch eröffnet hat. An einer etwa 40–50 m hohen Wand kann man hier gut die starke Tektonisierung des Grundgebirges erkennen. Es handelt sich im allgemeinen um ein granitisches Gestein, das stellenweise viel Epidot führt. Auch Fluorit kommt vor. An manchen Stellen findet man allerdings auch eine deutliche Foliation des Gesteins, die durch parallel angeordnete Biotite erzeugt wird und mit 70° in Richtung 60 einfällt. Das Gestein zeigt keine deutliche, bevorzugte Orientierung der Klüfte, sondern eine fast zufällig aussehende Verteilung (Abb. 7).

Einige größere Störungen durchziehen das Gestein, an denen es z.T. kataklasch zermahlen ist. In einer solchen mit 85° in Richtung 285 einfallenden „Ruschelzone“ wurden in feinem Gesteinszerreibsel einige mehrere dm große, intakte Gesteinsbrocken beobachtet und eine mit 10° nach 150 abtauchende Fältelung. Diese Störung versetzt eine ältere, etwa mit 40° in Richtung 230 einfallende Störungszone, an der 10/190 streichende Harnischstriemungen zu finden sind. Daneben kommen noch etwa ESE–WNW orientierte Störungen und Abschiebungen mit Versetzungsbeträgen von bis zu mindestens 60 cm vor. Es handelt sich vermutlich größtenteils um präkambrisch angelegte Störungen; die ESE–WNW streichenden Störungen sind aber entweder erst im Paläozoikum entstanden oder reaktiviert worden (siehe unten).

Im Granit findet man kleinere Bereiche (mehrere m^2 groß), die deutlich brecciiert und mit bituminösem Material imprägniert sind. Bei einem Glühversuch ergab sich ein Gewichtsverlust von etwa 7%. Stellenweise findet man bis zu faustgroße, mit reinem bituminösem Material verfüllte Zwischenräume. Dieses Bitumen hat einen muscheligen Bruch, dunkelschwarze Farbe und Glasglanz. Manchmal enthält es Bruchstücke vom umgebenden Gestein und einzelne Quarzkörner. Obwohl von mehreren verschiedenen Stellen Material gesammelt



Abb. 8. Im dm-Bereich unregelmäßige Grenzfläche von Alaunschiefern und überlagerndem Granit. Das Notizbuch ist etwa 20 cm lang. Blick nach Nordosten.

wurde, ließ sich mit dem Szintillometer keine Radioaktivität feststellen (übrigens auch nicht bei den anderen stark bituminösen Arkose-Breccien). Es handelt sich um Asphaltit im Sinne von Welin (1965).

Im Nordwestteil des Aufschlusses wurden unter diesem 40–50 m mächtigen Kristallingestein lagernde Alaunschiefer (aber keine Stinkkalke) gefunden (Abb. 8). Die Grenzfläche ist im dm- bis m-Bereich sehr unregelmäßig. Das Hauptvorkommen ist in etwa 1,5 m Mächtigkeit, die Basis nicht aufgeschlossen. Alaunschiefer unter Granit lagernd wurde nur in diesem Bereich vom Aufschluß gefunden, kommt aber nach Auskunft der Arbeiter an vielen andere Stellen auf ähnlichem Niveau, nämlich ungefähr auf Höhe der im Osten anschließenden Penepplain, vor. Das aufgeschlossene Vorkommen wird von einer ESE–WNW streichenden Abschiebung (rechts im Bild) mit 60 cm Versatz geschnitten.

Die Alaunschiefer sind sehr fein laminiert; die Laminierung kommt durch wechselnden Gehalt an Bitumen und dünne Lagen von Quarzsilt zustande. Die Lamination scheint an der rauhen Grenzfläche zum Granit deformiert zu werden. Die Alaunschiefer zeigen ansonsten keinerlei Anzeichen von tektonischer Beanspruchung, obwohl sie sehr empfindlich dagegen sind. Sie enthalten viel Pyrit, der in ungewöhnlichen, länglichen und bilobaten Aggregaten vorkommt (Abb. 9). Sie ähneln von der Morphologie her *Cruzianen*, unterscheiden sich

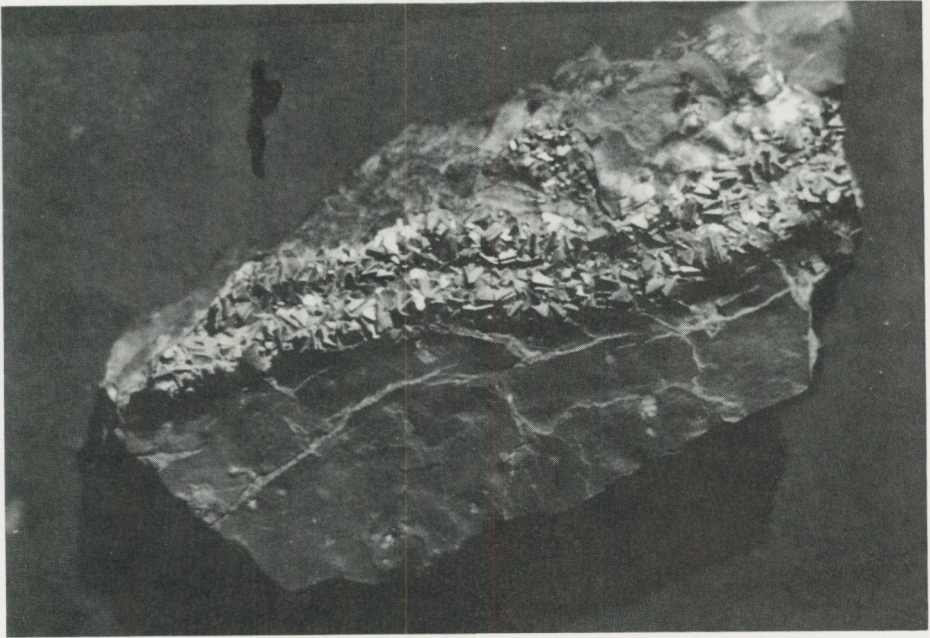


Abb. 9. Längliches, bilobates Aggregat von Pyritkristallen, das möglicherweise eine Vererzung von Lebensspuren darstellt. (Länge etwa 12 cm.)

aber von diesen dadurch, daß sie keine flachen Oberseiten haben. Dies mag auf die Kristallisation von Pyritkristallen zurückzuführen sein. Unklar bleibt aber, warum Kriechspuren mit Pyrit vererzen sollten, da sie keine zusätzliche organische Substanz enthalten. Möglicherweise handelt es sich auch um Wohn- oder Freßbauten.

Der Alaunschiefer wird stellenweise von einer etwa 30 cm dicken Sandsteinschicht überlagert, auf die eine dünne Schicht von Alaunschiefer und erst dann Kristallin folgt. Das Gestein ist sehr pyritreich. Die Korngröße liegt im Grobsandbereich. Die Lithologie des Gesteins ist ganz anders als z.B. die des Loftarsten; es ähnelt vielmehr megaskopisch wie mikroskopisch dem unterkambrischen Basiskonglomerat. Die Körner sind häufig gerundet bis gut gerundet. Es kommen Gesteinsbruchstücke, Quarze, Plagioklase und Kalifeldspäte vor, untergeordnet auch Glimmer. Einige eckige Fragmente von Arkose-Breccie mit stark bituminöser Matrix wurden beobachtet. Die Matrix des Sandsteins ist meist tonig-bituminös. Häufig findet man auch authigene Neuspaltung von Quarz und Feldspat (Abb. 10), bei letzteren auch als nicht homoachbiale Rinden.

Die völlige Ungestörtheit des Alaunschiefers schließt eine tektonische Ursache der Überlagerung durch etwa 50 m Kristallin aus.

Zwei Erklärungsmöglichkeiten sind denkbar:

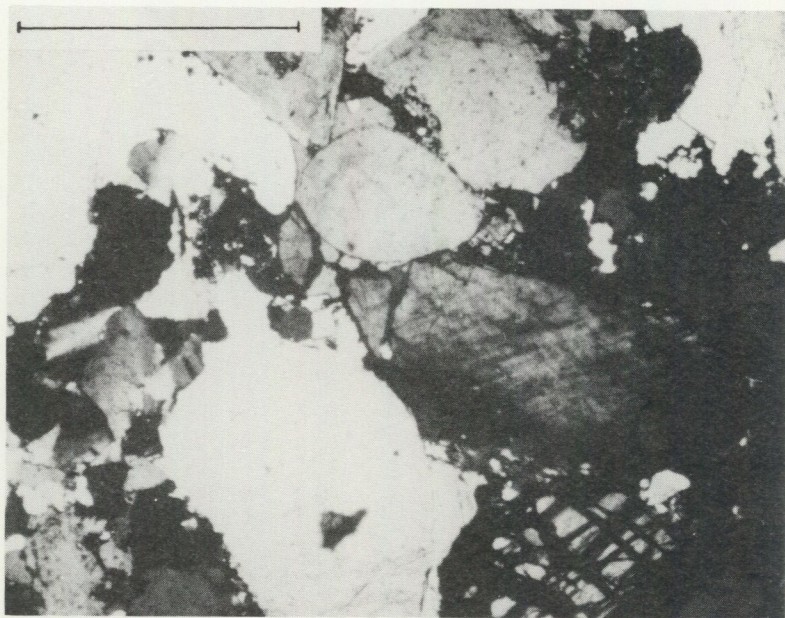


Abb. 10. Dünnschliff der Sandsteinbank im Alaunschiefer, Aufschluß Nordanbergberget. Gut gerundete Körner von Quarz und Feldspat zeigen homoachsiale Neusprossungen. Unten rechts am Bildrand ein Korn, dessen Risse mit bituminösem Material verfüllt sind. (Gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

1) Dehnungstektonik hat zu offenstehenden Spalten geführt, in die Alaunschiefer ruhig sedimentiert wurde. Die Sandsteinbank wäre als umgelagertes unterkambrisches Basiskonglomerat anzusehen, das lange Zeit als nicht lithifiziertes Sediment unter Alaunschiefer gelegen hat. Es ist allerdings etwas unwahrscheinlich, daß bei der geringen Sedimentationsrate des Alaunschiefers die bei Sedimentation in einer Spalte weiter reduziert sein müßte, eine Spalte ruhig und ohne Verfüllung durch Einstürze verfüllt werden können, zumal das Kristallin ja selbst ein brecciiertes Gestein war. In den Alaunschiefern wurden keine Klatten des umgebenden Gesteins gefunden, obwohl sie vorhanden sein könnten. Wenn die Sandsteinbank umgelagertes Basiskonglomerat ist, so ist es zumindest erstaunlich, daß es in der Spalte wieder eine eigene Schicht von Sandstein ergibt.

2) Tektonisierung des Grundgebirges und Aufheizung (möglicherweise durch Vulkanismus) der Alaunschiefer hat zu einem Einsickern bituminöser „Matrix“ in die Arkose-Breccie geführt (siehe unten). Dieses Bitumen hat als Schmiermittel das Abgleiten einer riesigen Scholle von Kristallin unterstützt, die auf Alaunschiefer zur Ruhe kam. Die Sandsteinbank wäre als mitgerissene Scholle von Basiskonglomerat zu erklären. Dieser Interpretation steht aller-

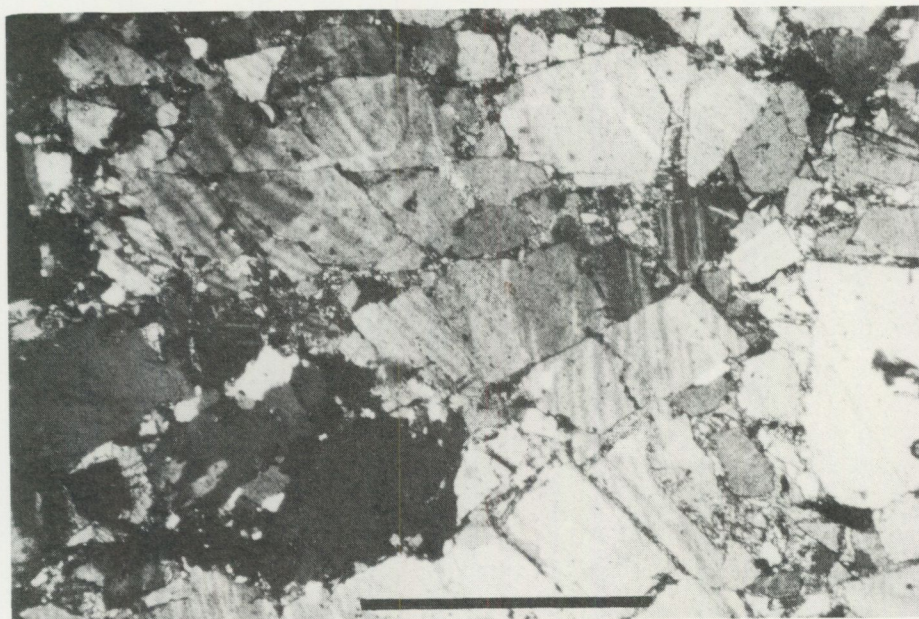


Abb. 11. Dünnschliff von Arkose-Breccie mit sehr gut korrespondierenden Korngrenzen. Manche Körner enthalten im Korn endende Risse. (Dünnschliff 12/83/i, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

dings die absolute Intaktheit der Alaunschiefer entgegen; ein Abgleiten von Schollen dieser Größe ähnelt tektonischen Vorgängen und sollte sich in großer Deformation der empfindlichen Alaunschiefer ausdrücken.

LAPPGRUBBAN

Auch im Bahnanschnitt bei Lappgrubban (A 12) ist auf der Nordseite stark brecciiertes Granit mit einer schwarzen, in Zwischenräumen auch angereicherten Matrix aufgeschlossen. Die Brecciiierung ist in bestimmten Zonen besonders intensiv. Das Gestein wird an zahllosen, etwa 110/290 streichenden Klüften in einzelne, längliche „Fische“ zerlegt. Auch diese Risse sind stellenweise schwarz imprägniert.

Von einer quarzitisches aussehenden Stelle in einem nicht sehr brecciierten Bereich wurde ein Dünnschliff angefertigt. Er ist vor allem durch sehr häufige gut korrespondierende Korngrenzen gekennzeichnet (Abb. 11). Man findet oft auseinanderbrechende Körner, meist große Feldspäte; die Zwillingslamellen in benachbarten Körnern sind oft identisch und auch ungefähr gleich orientiert. Obwohl die Körner oft von Chlorit oder Kalzit verdrängt werden, kann das

gute Fitting nicht auf diagenetische Vorgänge zurückzuführen sein, da an einzelnen Korngrenzen oft eine Imprägnation mit Bitumen vorkommt. Manche Plagioklase haben deformierte Zwillingslamellen. Die meisten Körner sind eckig, selten findet man aber auch gerundet erscheinende. Authigene Sprossung von Quarz kommt vor. Neben Bitumen als Zwischenmasse findet man chloritische Partien oder mikrosparitischen Kalzitcement. In einigen Partien besteht die Zwischenmasse aus einem Gemisch von sehr feinem (kleiner als $5 \mu\text{m}$) Gereibsel von Quarz, Feldspat und Chlorit. Diese Partien werden bevorzugt von Sparit verdrängt.

Auf der Südseite der Bahn geben (tektonische?) horizontale Fugen der Arkose-Breccie einen grobgebankten Charakter. In ihr gibt es eine mit Lockne-Breccie (Probe 12/83/e) verfüllte Spalte (bei Thorslund 1940 abgebildet). Der gesamte Aufschluß bildet einen Hügel mit steilen Flanken, an dem (auf etwas unterschiedlichen Niveaus) Loftarsten und Dalby-Schichten angelagert sind. Im Grenzbereich zwischen Arkose-Breccie und Loftarsten gibt es eine Zone, in der der Loftarsten wie in die Arkose-Breccie eingewickelt erscheint oder grobe Klaster von Kristallin in feinem Loftarsten liegen, sich beide also verzahnen. Offensichtlich ist nach Ablagerung des Loftarsten grober Schutt von dem aus Arkose-Breccie gebildeten Hügel herabgefallen. Eine genauere Beschreibung der Verhältnisse in diesem Teil des Aufschlusses folgt in Abschnitt S. 34 ff.

WEITERE LOKALITÄTEN

In einer Dünnschliffprobe aus A20 an der Nationalstraße 81 findet man viele Gesteinsbruchstücke mit suturierten Korngrenzen und Mörtelstrukturen. Die einzelnen Quarzkristalle sind deutlich ausgelängt und löschen undulös aus. Die Matrix ist etwas bituminös, sonst chloritisch. Chlorit verdrängt in wurmartigen Buchten vom Rand her Quarz. Korrespondierende Korngrenzen sind selten. Auch zwischen einzelnen Komponenten kommt es zu Drucklösung und Ausbildung suturierter Korngrenzen. Es kommen auch Bereiche vor, die aus einem wie eingequetscht aussehenden Gemisch von Chlorit, feinen Quarzkörnern, etwas Chert und bituminöser Substanz bestehen.

Relativ intaktes Kristallin ist im Djupdalen bei Kloksåsen aufgeschlossen (A 55). Nach oben geht es graduell in Arkose-Breccie über. Aus der oberen Partie wurde ein Dünnschliff angefertigt. Man kann gut erhaltene Bereiche erkennen, die durch dunkelgraugrüne, wie Fläsern aussehende Zonen voneinander getrennt sind. Der Granit enthält viele idiomorphe, zonar gebaute Zirkone. Auffällig sind auch radialstrahlig angeordnete Feldspatleisten, die auf kompakte Kalifeldspäte aufwachsen.

Die Feldspäte werden von stengeligen, pyramidalen Kristallen verdrängt (Abb. 12), die nur noch in Relikten zu finden sind (vermutlich handelt es sich



Abb. 12. Verdrängung von Feldspat durch stengelige z.T. idiomorphe Kristalle. (Dünnschliff 55/83, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 0,5 mm.)

um Zoisit oder Klinozoisit). Diese sind am Rand oft idiomorph ausgebildet, im Inneren der Feldspäte findet man nur wurmförmige Einschlüsse. Die dunklen Zonen zwischen den granitischen Bereichen bestehen aus einem feinen Gemisch aus Sericit, Chlorit und Bitumen. Stellenweise findet man seltsame kugelige Aggregate, die außen aus radialstrahlig angeordnetem Sericit bestehen; nach innen folgt dann ein Saum aus bituminösem Material (durch die Kristallisation des Sericits zusammengeschoben?), ganz im Innern folgt Chlorit (Abb. 13).

Ein weiteres Vorkommen von schwarzer Arkose-Breccie mit viel bituminöser Zwischenmasse liegt bei Karsåtjärnen, wo sie durch kambrische und unterordovizische Sedimente durchspießt. Auch hier läßt sich eine besonders kräftige Rüttung in bestimmten Bereichen feststellen; randlich geht die Arkose-Breccie in etwas intakteren Granit über. Die randlichen Teile des Vorkommens werden von gebankten Kalken mit einigen (frischen und angularen) Kristallinbruchstücken überlagert (Probe 121/83), die u.a. *Pygodus anserinus* enthalten. In unmittelbarer Nähe kommt auch Lockne-Breccie vor (Probe 120/83). Hier deutet sich eine kräftige Diskordanz an, die vermutlich mit der Bildung der Lockne-Breccie zusammenhängt.

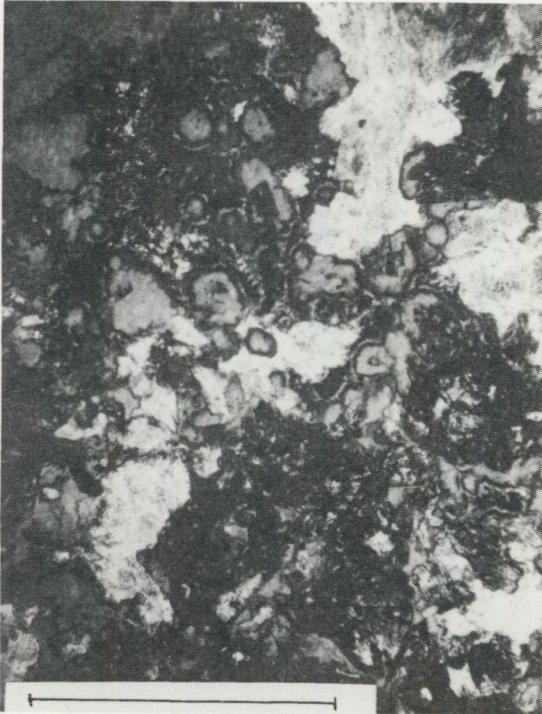


Abb. 13. Gemisch aus Sericit, Bitumen und Chlorit, das sich in kugeligen Aggregaten absondert. Kalzitverdrängung an den hellen Stellen. (Dünnschliff 55/83, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 0,5 mm.)

BERGSBÖLE

Schließlich soll noch ein wichtiger Aufschluß bei Bergsböle erwähnt werden, wo Arkose-Breccie häufig und gut aufgeschlossen ist. In A 167 wurde von einem weißlich angewitterten, breccienartigen Gestein eine Probe genommen, das sich erst als poliertes Handstück und im Dünnschliff als ein agglomeratähnliches Gestein erwies (Abb. 14). Es ist sehr weitgehend vergrünt, scheint aber intermediärer Zusammensetzung zu sein. Es enthält in einer sehr feinkörnigen, angedeutet fluidal erscheinenden Grundmasse unterschiedlich (bis mehrere cm) große grünliche, eckige Bruchstücke, die ebenfalls eine undeutliche Fluidaltextur besitzen und sich nicht von der Grundmasse unterscheiden. Auch im Dünnschliff lassen sich Komponenten und Matrix nur schwer voneinander unterscheiden. Beide sind weitgehend propylitisiert. Die Matrix ist stellenweise kalzitisiert. Große Feldspäte, vermutlich albitreich, mit vielen Einschlüssen kommen vor, zeigen aber keinen Zonarbau oder Resorptionserscheinungen. Es kommt sowohl Pennin als auch brauner Chlorit vor. Als Komponenten kommen auch kristalline Gesteinsbruchstücke vor, auch solche mit deutlicher Paralleltexur von ausgelängten, undulösen Quarzen unterschiedlicher Korngröße. Da der Lagenbau an den Korngrenzen endet, handelt es sich vermutlich um mitgerisse-



Abb. 14. Poliertes Handstück des agglomeratähnlichen Gesteins aus der Arkose-Breccie nordlich von Bergsböle. (Probe 167/83, Länge des Handstücks etwa 8 cm.)

ne Bruchstücke des umgebenden Gesteins. Auch einzelne Quarzkörner mit undulöser Auslöschung kommen vor.

Vulkanite sind im kristallinen Grundgebirge im Locknegebiet meines Wissens bisher nicht bekannt. Es gibt lediglich kleinere Vorkommen von svionischen basischen Vulkaniten östlich der Südspitze des Näkten (siehe Abb. 1). Die Beziehung des Agglomerats zum Grundgebirge bleibt unklar und bedarf weiterer Untersuchungen. Es ist aber denkbar, daß es mit Vulkanitfragmenten im Zusammenhang steht, die im Loftarsten gefunden werden.

ZUSAMMENFASSUNG

Altpaläozoische Dehnungstektonik mit Bildung von Breccien und sedimentgefüllten Spalten im Grundgebirge wird relativ häufig überall aus Schweden berichtet (z.B. Gavelin 1909, Hjelmqvist 1939, Martinsson 1956, Mattson 1959, Lindström 1967, Samuelsson 1975). Offensichtlich paläozoische Dehnungstektonik hat im Locknegebiet zu einer Brecciiierung des Grundgebirges geführt.

Es scheint, als enthalte die Arkose-Breccie überall mehr oder weniger viel

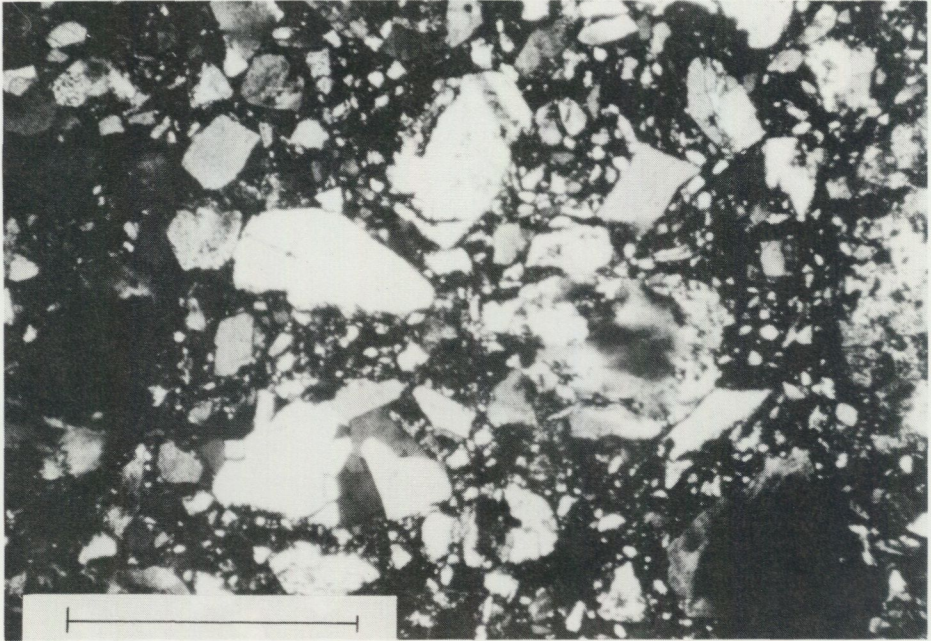


Abb. 15. Dünnschliff von typischer Arkose-Breccie; die Komponenten liegen in einer bituminösen Matrix und haben keine korrespondierenden Korngrenzen. (Dünnschliff 20/83, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

bituminöses Material. Welin's (1965) detaillierte Untersuchungen über Asphaltite brachten ihn zu der Überzeugung, daß

“the carbonaceous matter has been transported by groundwater streaming in fractures of the Precambrian bedrock and deposited down to a depth of several hundred metres. This organic material had a composition which varied within certain limits but is essentially represented by asphaltite. The carbonaceous matter is of plant or animal origin and consists of many different organic compounds . . .” (S. 509).

Er datierte die Migration stellenweise als rezent, stellenweise möglicherweise als kambrisch und führte aus, daß der Asphaltit aus überlagerndem Sediment stammt, vermutlich aus Alaunschiefern.

Samuelsson (1975) kam zu der Überzeugung, daß präkambrisch angelegte Risse während des Kambriums reaktiviert wurden und in ihnen hydrothermale Wässer zirkulierten, wodurch die Alaunschiefer aufgeheizt wurden und Asphaltit entlang den Rissen und Spalten nach unten wanderte. Wenn auch im vorliegenden Fall der Asphaltit aus dem Alaunschiefer abzuleiten ist, so heißt dies, daß auf den heutigen Kristallinhochs und dort, wo ordovizische Schichten direkt auf Arkose-Breccie liegen, ursprünglich Alaunschiefer sedimentiert worden sein müssen.

Die Arkose-Breccie kann wegen ihrer sehr eckigen Komponenten, der Fische der Feldspäte und dem überwiegenden Anteil an Gesteinsbruchstücken nicht als Verwitterungsschutt gedeutet werden; eine Entstehung durch tektonische Rüttung ist wahrscheinlicher. Tektonische Ursachen deuten sich auch darin an, daß die Arkose-Breccie nur in einem NW-SE verlaufenden Streifen im Locknegebiet vorkommt, das Grundgebirge ansonsten aber intakt ist. Da die Arkose-Breccie an vielen Stellen nur sehr schlechtes Fitting zeigt (Abb. 15), muß man zumindest teilweise von einer Umlagerung ausgehen. An anderen Stellen ist das Fitting gut; hier kann man von einer autochthonen Lagerung ausgehen, die sich auch im graduellen Übergang in intaktes Grundgebirge ausdrückt. Die Verknüpfung tektonischer (Hebungs?-)Zonen und Bildung der Arkose-Breccie ist eventuell der Grund dafür, daß Arkose-Breccie unter Alaunschiefer bisher nicht beobachtet wurde. Der Bildungsmechanismus einer weit verbreiteten Schicht von Arkose-Breccie auf Grundgebirge bleibt aber immer noch etwas unklar und bedarf weiterer Untersuchung.

AUFSCHLUSSBESCHREIBUNG UND STRATIGRAPHIE DER BRECCIEN

DIE AUFSCHLÜSSE ENTLANG DER NATIONALSTRASSE 81

Die Nationalstraße 81 verläuft zwischen Änge und der Kreuzung nach Tandbyn durch ein NNW-SSE verlaufendes Tal, durch das der Bach Musbäcken fließt. Nahe der Kreuzung mit der Straße nach Tand gibt es einige Aufschlüsse von intakt aussehendem Revsund-Granit und einigen Diabasgängen. Nach Osten, zu Musbäcken hin, nimmt die Brecciiierung des Kristallins kontinuierlich zu. Östlich des Tales ergibt sich ein ähnliches Bild: bei Änge gibt es Aufschlüsse von Arkose-Breccie mit bituminöser Matrix, in A 17 enthält sie Komponenten von Gneiss, Granit und Diabas; die Granitfragmente enthalten Fluorit. Im unteren Teil des Tales tauchen in A 18 plötzlich, mit einem scharfen Kontakt zum „Kristallin“, Breccien mit einer ganz anderen Lithologie auf. Sie bestehen im Gegensatz zur Arkose-Breccie zu deutlich mehr als der Hälfte aus hellgrauen, grünlichgrauen und dunklen Karbonatkomponenten. Die Matrix ist tonig-karbonatisch. Daneben kommen große, angerundete Kristallinfragmente vor; kleinere sind angular. Obwohl in der Nähe Arkose-Breccie mit Gneissfragmenten vorkommt, lassen sich solche hier nicht finden. Die Korngröße scheint nach Osten abzunehmen. Die Klassierung ist schlecht, die größten Komponenten sind einige dm groß, sogar eine über mehrere m zu verfolgende Kalkbank ist eingelagert. Die mittlere Korngröße liegt bei etwa 3 cm. Aus dieser Breccie wurde eine Conodontenmischfauna gewonnen, die als ältestes Element *Mikrozarcodina flabellum* und als jüngstes *Pygodus serra* enthält. (Vollständige Fossiliste der im Text erwähnten Proben im Anhang.) In der schweren Frak-

tion der Probe fand sich viel Epidot, Granat, Hämatit, Pyrit und Fluorit (Probe 18/83/a).

Die eingelagerte Kalkbank (Probe 18/83/b) ist ein hellgrauer, dichter, feinkörniger Sparit ohne erkennbare Megafossilien. Er enthält u.a. *Pygodus serra* und *Eoplacognathus reclinatus* und erweist sich damit als Folkeslunda-Kalk. Kalke aus diesem stratigraphischen Niveau sind anstehend aus dem Locknegebiet bisher nicht bekannt, sie kommen aber in den Gebieten um Brunflo und Åsarna (Larsson 1973) und bei Mon und Blekmyrsved (als allochthone Gesteine, Simon 1981) in ähnlicher Lithologie vor.

Im weiteren Verlauf von Musbäcken hat Thorslund (1940) in Richtung Südost aufeinanderfolgend „Konglomerat“, Loftarsten und Chasmops-Kalk (= Dalby-Schichten) beschrieben. Diese Aufschlüsse konnten nicht wiedergefunden werden. Deutlich ist aber, daß die Breccie einen länglichen Körper darstellt, der etwa NW-SE verläuft, daß sie nach Osten feiner wird (an der Straße nach Ångsta steht Loftarsten an) und mit einem scharfen Kontakt an das weiter im Osten verkommene Kristallin grenzt; diese scharfe Grenze ist vermutlich durch eine Störung verursacht.

In A 21 ist Breccie mit einer Mächtigkeit von 3 m aufgeschlossen und geht im oberen Abschnitt in groben Loftarsten über, dessen größte Komponenten etwa 5 cm groß sind (das Mittel liegt bei etwa 1 cm). Er enthält neben hell- und grünlichgrauen Kalkkomponenten auch Granit- und Diabasbruchstücke und bis 5 cm lange, schichtparallel angeordnete Alaunschieferfetzen. Die basalen Abschnitte sind sehr viel gröber, mit Korngrößen von mehr als 15 cm, mit vielen roten Kalkkomponenten und enthalten (Probe 21/83/c) als jüngste Conodonten *Pygodus anserinus* und als älteste *Protopanderodus parvibasis*.

Das Liegende der Breccie fällt mit 32° in Richtung 50 ein und ist ein roter, feinkörniger Kalk mit weißen Flecken von Kalkspat. In ihm gibt es kleine, etwa 0,5 cm breite und mehrere cm tiefe, leicht geschweifte Spalten, die mit Breccienmaterial verfüllt sind und als beim Bewegen der Breccie über den Untergrund entstanden interpretiert werden. Diese Kalke stammen aus der *suecicus-gracilis*-Subzone (Probe 21/83/d).

Aufschluß 22/83 wurde von Larsson (1973) als „Lokalität B“ und von Gee & Kumpulainen (1980) beschrieben und zeigt ein sehr kompliziertes Bild von gestörtem Gestein, was die Interpretation erschwert. Im Westen sind knollige, geflaserte, graue Kalke aufgeschlossen, die 30/34 einfallen und in die *suecicus-gracilis*-Subzone datiert werden (Probe 22/83/a). Darauf liegt, mit deutlich erosivem Kontakt, eine grobe Breccie mit großen Komponenten von grauem Kalk, granitischen und grünlich-gelb verwitterten Diabas-Komponenten und eingewickelter, schwarzen Alaunschiefer in einer kalkigen Matrix. Die größten Komponenten haben einen Durchmesser von mehr als 40 cm. Die Mischfauna dieser Breccie (Probe 22/83/b) enthält *Pygodus anserinus* als jüngste und *Scalpelodus gracilis* als älteste Elemente. Es handelt sich also vermutlich um Lockne-

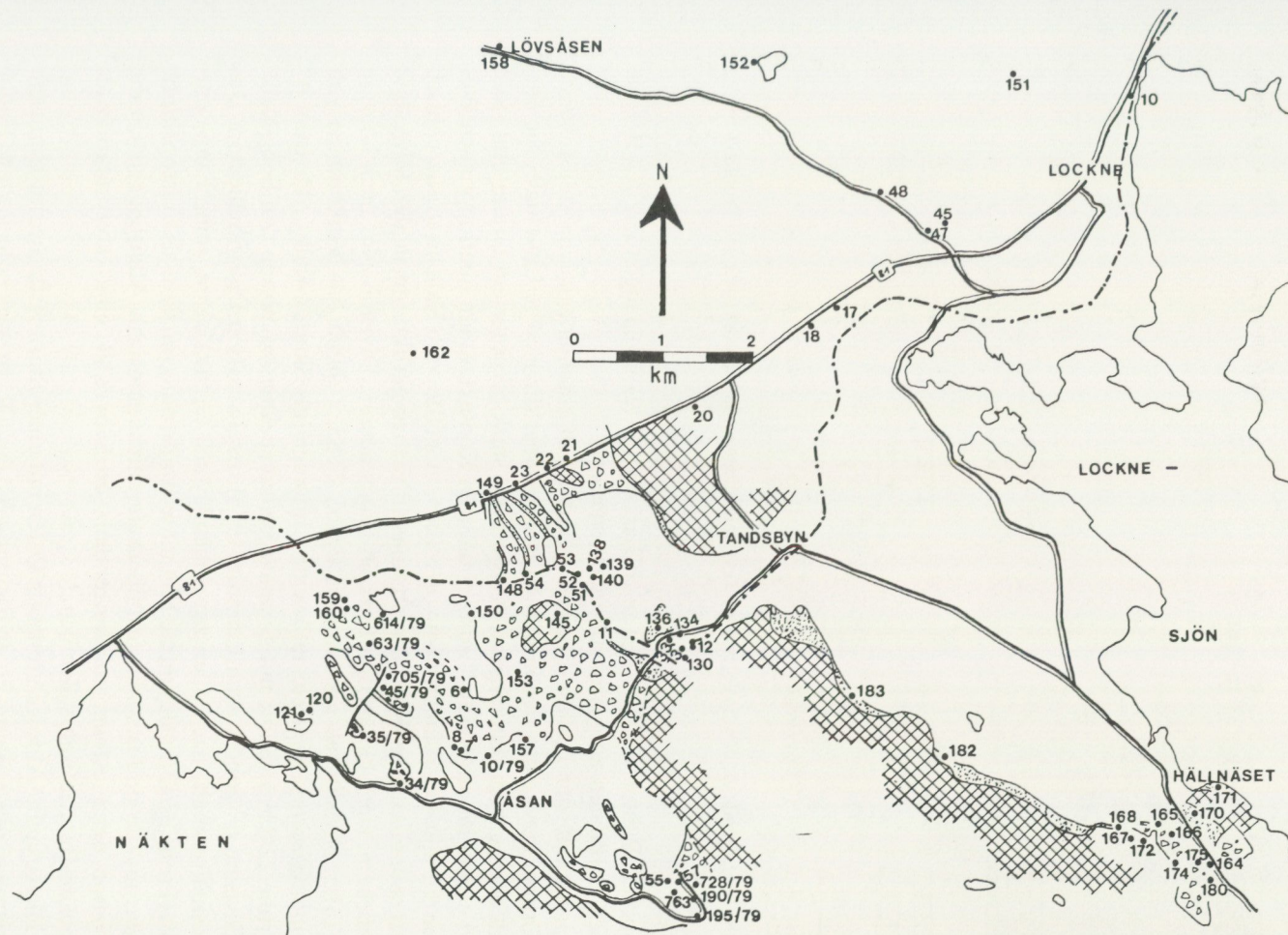


Abb. 16. Lage der im Text beschriebenen Aufschlüsse im Locknegebiet und bei Bergsböle. Wenn nicht anders vermerkt, handelt es sich um Aufschlußezeichnungen aus dem Jahr 1983 („/83“).



Abb. 17. Legende zu den im folgenden Text abgebildeten Aufschlußskizzen und Profilen.

Breccie. Weiter westlich soll nach Larsson (1973) im Hangenden der Breccie noch Loftarsten aufgeschlossen gewesen sein.

Innerhalb der Lockne-Breccie befindet sich anscheinend eine steilstehende Störung; beiderseits davon hat die Breccie aber die gleiche Lithologie. Sie enthält auch große, dunkelgraue Klasten von stark brecciierem Granit und stößt mit einem im dm-Bereich unregelmäßigen Kontakt an ein überkippt nach Westen einfallendes Schichtpaket von rötlichem, geflaserten Kalk im stratigraphisch Liegenden, reinem Kalk mit stromatolithischen Strukturen in der Mitte und rötlichem, stark geflaserten Kalk im Hangenden („Division a-c“ nach Larsson 1973). „Division a“ erwies sich (Probe 22/83/c) durch das Vorkommen von *Eoplacognathus foliaceus* und seine Lithologie als Skärlöv-Kalk, „Division b“ (Probe 22/83/d) gehört mit *Eoplacognathus reclinator* schon in den Seby-Kalk. „Division d“ gehört nach Larsson (1973) bereits zu den Dalby-Schichten. Das Gestein enthält, nach oben zunehmend, auch Granitklasten, seine Fauna enthält (Probe 22/83/e) als jüngste Elemente *Panderodus sulcatus*, als älteste *Scalpelodus gracilis* und ist somit fast überhaupt nicht gemischt. Allerdings macht die Position des Gesteins im Hangenden von Seby-Kalk eine Interpretation als Lockne-Breccie wahrscheinlich.

Die gesamte Abfolge grenzt im Osten mit einer Störungsfläche mit Harnischstriemung, die etwa mit 30° in Richtung 205 einfällt, an stark brecciieren Granit.

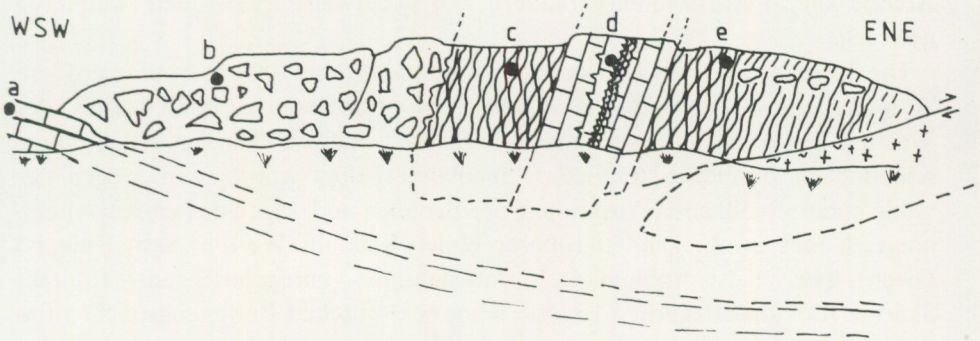


Abb. 18 a. Interpretation von Skärlöv-Kalk, Seby-Kalk und Granit als Komponenten der Lockne-Breccie. Eingezeichnet ist auch die Lage der Proben 21/83 a-e. Legende wie in Abb. 17.

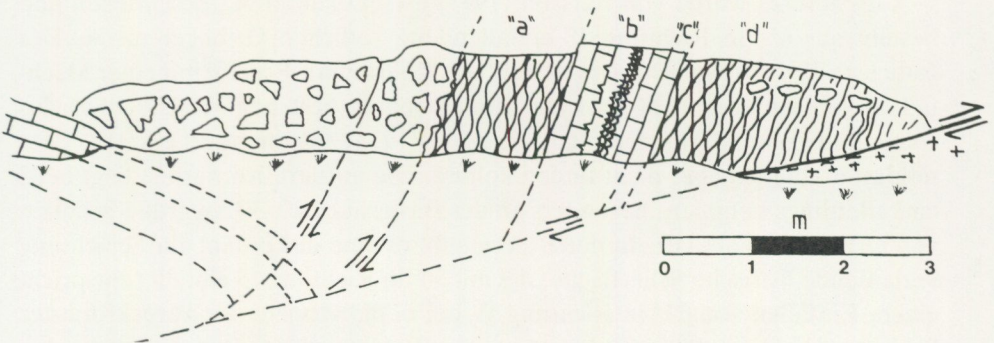


Abb. 18 b. Interpretation als tektonische Schuppen. Eingezeichnet ist auch die Lage von „Division a-d“ nach LARSSON (1973).

In der Nähe der Störungsfläche sieht diese Granitbreccie den oben erwähnten Komponenten in der westlichen Lockne-Breccie lithologisch sehr ähnlich.

Zwei prinzipiell unterschiedliche Interpretationen der beschriebenen Verhältnisse sind denkbar (Abb. 18).

Abb. 18 a interpretiert „Division a-c“ und den Granit als Komponenten, die in der Breccie schwimmen. Komponenten dieser Größenordnung sind in anderen Aufschlüssen eindeutig nachzuweisen. Diese Interpretation wird am besten der Tatsache gerecht, daß mit rauher Grenzfläche im stratigraphisch Liegenden von Skärlöv-Kalk eine Breccie von ältestens Furudal-Alter liegt. Die Grenzfläche zur Granitbreccie wird als untergeordnete Scherfläche angesehen, die durch die unterschiedliche Kompetenz von Granit und Lockne-Breccie schon bei leichter Tektonisierung entstanden ist. Problematisch ist bei dieser Interpretation die völlig unterschiedliche Ausbildung der Lockne-Breccie im Ost und im Westteil des Aufschlusses. Allerdings kann sich die Lithologie der Lockne-

Breccie lateral sehr schnell verändern; möglicherweise ist sie auch zweiphasig gewesen.

Die Interpretation als tektonische Schuppung (Abb. 18b) setzt eine größere Aufschiebung des gesamten Komplexes auf autochthonen Granit voraus; der Westteil des Aufschlusses und „Division a-c“ müßten dann aus völlig unterschiedlichen Bereichen tektonisch aneinandergesetzt worden sein wegen der völlig unterschiedlichen Ausbildung der Breccien und wegen des großen Altersunterschiedes im Liegenden (oberer Hohen-Kalk im Westen, Seby-Kalk im Osten). Hierbei ist problematisch, daß sich am – unregelmäßigen – Kontakt Skärlov-Kalk/unterlagernde Breccie keine tektonischen Bewegungsflächen finden lassen.

Eine genaue Klärung der Lagerungsverhältnisse ist wegen der schlechten Aufschlußqualität nicht möglich.

Aufschluß 23 wurde von Larsson (1973) als „Lokalität A“ beschrieben und besteht aus 65° in Richtung 38 einfallendem, rötlichen Orthocerenkalk. Der östlichste Teil des Aufschlusses besteht aus Kullstaber-Breccie mit einer Mächtigkeit von mindestens 80 cm. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus rotem und grauen Orthocerenkalk. Larsson (1973) erwähnt auch einzelne Granitklasten, die ich aber nicht finden konnte. Die mittlere Korngröße liegt bei 3 cm, allerdings kommen, besonders an der Basis, auch 20–30 cm große Schollen von Orthocerenkalk vor. In der Breccie gibt es eine diskordant zur Schichtung verlaufende listrische Scherfläche, die mit 50° in Richtung 15 einfällt (entspricht einem Einfallen von 21° in Richtung W bei in die Horizontale zurückrotierter Schichtung). Diese Scherfläche ist bei der Bewegung der Breccie entstanden und deutet eine Bewegung aus Richtung West an; der Kontakt zum Liegenden ist nicht glatt, vielmehr wird dieses in einzelne Schollen zerlegt, die als Komponenten in die Breccie aufgenommen werden, deren ursprüngliche Zusammengehörigkeit aber noch gut zu erkennen ist. Die Art der Anordnung dieser Kalkschollen zeigt, daß die Scherfläche als Aufschiebung gewirkt hat; sie sind parallel zu ihr angeordnet. Obwohl diese Komponenten mit Sicherheit nur wenige cm transportiert worden sind, machen sie einen angerundeten Eindruck.

Das Liegende der Kullstaber-Breccie wird mit Conodonten in die *suecicus-sulcatus*-Subzone datiert (Probe 23/83/e). Nach Westen folgen im Liegenden 1,3 m gut gebankte, rote Orthocerenkalke (in Analogie zu Larsson 1973 Abschnitt „B“ genannt). Die unterste Bank dieses Abschnitts enthält eine deutliche, hämatitimpregnierte Diskontinuitätsfläche und gehört (Probe 23/83/d) ebenfalls in die *suecicus-sulcatus*-Subzone. Sie bildet das Hangende einer etwa 30 cm dicken, stark geflaserten, brecciös erscheinenden Kalkbank. Das Liegende dieser Schicht ist ein etwa 10 cm dicker, rötlich-grauer Kalk, der kleine, unten spitz zulaufende Spalten enthält, die mit rötlich-braunem Breccienmaterial verfüllt sind. Auch hier deutet sich ein beginnendes Auflösen des Schichtverbandes des Liegenden an. Auch diese Kalkbank gehört vermutlich noch in die

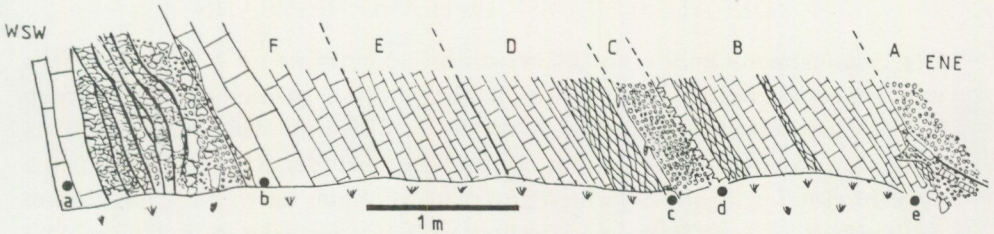


Abb. 19. Schematische Skizze von Aufschluß 23; eingezeichnet ist die Lage der Proben 23/83/a-e, sowie die Unterteilung in lithologische Abschnitte (A-E) analog nach LARSSON (1973). Legende wie in Abb. 17. Weitere Erläuterung im Text.

suecicus-sulcatus-Subzone, obwohl die Leitconodonten in der Fauna nicht vorhanden sind (Probe 23/83/c).

Die Abschnitte E und F bestehen aus rötlich-grauen, etwa 5–8 cm mächtigen Bänken feinkörnigen Kalks. Innerhalb dieser Abschnitte liegt die Grenze zur *suecicus-gracilis*-Subzone, zu der Probe 23/83/b gehört. Diese Bank bildet das Hangende einer vermutlich nicht tektonisch, sondern durch Rutschvorgänge entstandenen Falte. Diese Struktur enthält (Abb. 19) sowohl Falten als auch durch kleine Aufschiebungen entstandene Schichtverdoppelungen und Diskordanzen. Die Faltenachse fällt mit 45° nach 330 ein, ein Hinweis darauf, daß es sich nicht um tektonisch entstandene Schleppefalten handelt; weiter im Westen des Aufschlusses liegende tektonische Falten haben flache, etwa $130/310$ streichende Faltenachsen. In die Horizontale rotiert, deuten die Rutschfalten und die Diskordanzen eine Einengung aus Richtung WNW an.

Aus dieser Falte geht, mit fließenden Übergängen, zum Hangenden hin eine intraformationelle Breccie hervor; sie enthält keine Extraklasten. Da die hangende Kalkbank von unten ebenfalls in die Breccienbildung mit einbezogen worden ist, kann die die Breccie erzeugende Bewegung erst nach Ablagerung des Hangenden stattgefunden haben. Gleiches gilt übrigens auch für Abschnitt C; auch dort wird das Hangende von der Breccie her in Komponenten aufgelöst. Zum Liegenden gibt es einen scharfen Kontakt. Es gehört schon in den oberen Teil der *variabilis*-Zone (Probe 23/83/a).

Die in A 23 vorgefundenen Verhältnisse legen die Vermutung nahe, daß ganze Schichtpakete entlang bestimmter Scherflächen ein kurzes Stück bewegt worden sind. Als Schmiermittel können dabei mergelige Horizonte innerhalb der normalen Abfolge gedient haben (ähnlich den synsedimentären Falten, die Lindström 1963 beschreibt). Durch das unterschiedliche Verhalten bei der Bewegung sind die Gesteine zerbrochen; eine Fortsetzung der Bewegung wäre sicherlich in der Lage gewesen, metergroße Schollen zu produzieren, die anderswo als Komponenten zu finden sind.

DIE AUFSCHLÜSSE ENTLANG DER BAHN

Der Eisenbahnschnitt etwa 400 m östlich Lappgrubban (A 12) wurde bereits von Thorslund (1940) beschrieben. Aufgeschlossen ist hier einer von jenen Grundgebirgsaufschlüssen (siehe Abschnitt S. 21 ff), die Thorslund (1940) als ehemalige Inseln interpretiert hat. Obwohl nördlich der Bahn, morphologisch etwa 10 m tiefer, Dalby-Schichten anstehen, wird hier durch die Bahn Grundgebirge bzw. Arkose-Breccie angeschnitten. Beiderseits des Aufschlusses paßt sich das Einfallen der Dalby-Schichten der Morphologie des Kristallins an, so daß es sich wohl nicht um einen tektonischen Horst handelt; die Dalby-Schichten haben ein vorgefundenes Relief ausgeglichen.

Auf der Südseite des Aufschlusses ist im Westen der Kontakt zu Loftarsten und Dalby-Schichten aufgeschlossen (Abb. 20). Hier wird deutlich, daß zunächst Loftarsten auf Arkose-Breccie abgelagert worden ist. Innerhalb der Arkose-Breccie gibt es dm-große eingelagerte Loftarstenkomponenten; der Loftarsten wird auch von einer etwa 20 cm dicken Schicht von Arkose-Breccie überlagert, die stellenweise Taschen im Loftarsten auffüllt. Obwohl die Arkose-Breccie sonst im Aufschluß keine Karbonatkomponenten führt und der Loftarsten hier feinsandig ist, enthält der Kontakt auch bis zu 2 cm große, graubraune Kalkkomponenten, die eventuell die Normalsedimentation zwischen der Ablagerung von Loftarsten und später erfolgter erneuter Schüttung von praktisch nur aus Kristallinkomponenten bestehender Arkose-Breccie vom morphologischen Hoch herunter repräsentieren. Erst nach Ablagerung dieser Bank von Arkose-Breccie erfolgte die Sedimentation von Tonsteinen und Kalkknollen von Dalby-Alder. Aber auch während deren Ablagerung ging die Schüttung von einzelnen Granitklasten vom Kristallinhoch herunter weiter. An der Basis der Dalby-Schichten, die mit *Strachanognathus parvus* und *Prioniodus gerdæ* datiert sind (Probe 12/83/b), findet man in reinen Tonsteinen einzelne Klasten von Granit von bis zu 3 cm Größe („Pebbly Mudstone“ *sensu* Crowell 1957). Vom Granit weg scheint die Häufigkeit der Granitklasten rapide abzunehmen. Einzelne Lagen von Kristallinbruchstücke führenden Tonsteinen der Dalby-Schichten beschreibt Thorslund (1940) auch östlich dieses Aufschlusses, etwa 1 km südwestlich vom Bahnhof Tandsbyn, die ich aber nicht wiederfinden konnte.

Westlich der eben beschriebenen Stelle ist auf etwa 150 m Länge Arkose-Breccie aufgeschlossen, die eine angedeutete flache Bankung zeigt, von Thorslund (1940) als „fast horizontale Klüfte“ beschrieben; innerhalb dieser Arkose-Breccie gibt es eine etwa 1 m tiefe Spalte, die mit kalkiger Breccie aufgefüllt ist. Sie enthält gerundete Karbonatkomponenten, viel Kristallin und Tonschieferfetzen. Die Breccie enthält (Probe 12/83/e) als jüngste Conodonten *Eoplacognathus elongatus*, als älteste *Eoplacognathus suecicus*.

Etwa 30 m weiter westlich ist der Kontakt der Arkose-Breccie zum Loftarsten aufgeschlossen, der deutlich gradiert ist. An der Basis finden sich mehrere cm

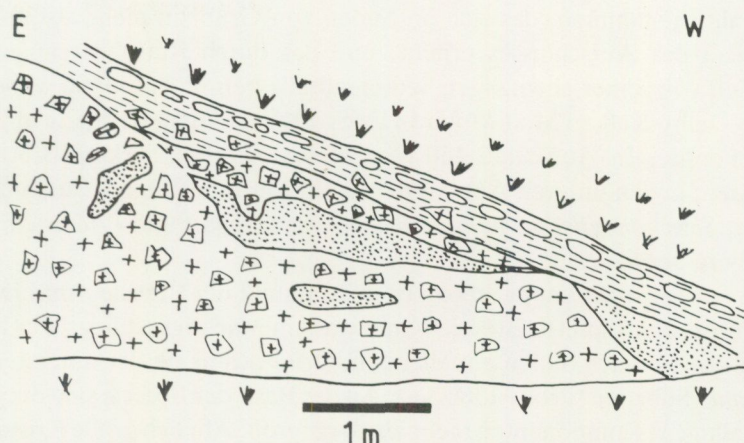


Abb. 20. Kontakt von Arkose-Breccie und Loftarsten bzw. Dalby-Schichten in A 12. Weitere Erläuterung im Text. Legende wie in Abb. 17.

große Komponenten von Granit, Kalk und Tonstein in einer feinkörnigen Matrix („Coarse Tail Grading“). In der Nähe der Arkose-Breccie gibt es auch große Komponenten von ihr. Flache Komponenten sind parallel zur Schichtung angeordnet und ungerichtet. In Richtung Süd schließt sich ein etwa 7 m mächtiges Profil von dickbankigem, oft gradierten Loftarsten an, das in Abschnitt S. 84 ff behandelt wird.

Zwischen dem Loftarsten bei Grubban und weiter nördlich an der Straße ist der Kern einer flachen Antikline aufgeschlossen. Entlang der Straße beginnt bei Ynntjärnbäcken ein Profil von Loftarsten, gefolgt von Dalby-Schichten im Hangenden. In dem Zwickel zwischen Bahn und Straße ist eine Rippe von Orthocerenkalk aufgeschlossen (A 133). Obwohl der Loftarsten sowohl an der Bahn als auch an der Straße flach und eindeutig richtig herum liegt, scheint diese Rippe invers zu liegen (abgeleitet aus einigen Endoceraten, deren Siphon nach oben bzw. angelöste Seite nach unten zeigt). Lateral läßt sich diese Kalkrippe über etwa 30 m verfolgen, dann endet sie und verzahnt sich mit grober Breccie, die bis zu 5 cm große Granitklaster enthält. Die einzig mögliche Erklärung für diesen Befund ist, daß es sich um eine in der Breccie im Liegenden des Loftarsten schwimmende große Komponente handelt. Sie ist (Probe 133/83/b) in die *variabilis-ozarkodella*-Subzone datiert und wird von sehr knolligen, mergeligen, den Dalby-Schichten sehr ähnlichen Gesteinen unterlagert. Allerdings hat eine Conodontenprobe hieraus ergeben, daß es sich um eine rein tonig-kalkige Breccie handeln muß, denn die Fauna enthält neben *Prioniodus* (Ba.) *prevariabilis medius* als jüngstem Element auch *Westergaardodina moessebergensis*. Das bedeutet, daß auch oberkambrische Gesteine als Komponenten vorhanden sind. Es ist wahrscheinlich, daß diese Gesteine von dem

Kristallinhoch stammen, das sich im Süden von Grubban mehr als 30 m über das Niveau des Aufschlusses erhebt, und das durch Rutschvorgänge in der Dalby-Zeit von seiner ehemaligen Sedimenthülle befreit wurde. So war es möglich, daß Dalby-Kalk in Mud-Mound-Fazies direkt auf dem Kristallin abgelagert werden konnte. In Aufschluß 130 liegt dieser Kalk auf Arkose-Breccie aufgeschlossen; in den unteren Abschnitten enthält er hier einige Kristallinklasten. Er ist mit *Strachanognathus parvus*, *Prioniodus alobatus* und *Prioniodus gerdae* in die obere *gerdae*-Zone datiert.

200 m nordwestlich Lappgrubban ist der Kontakt der Breccie zum Liegenden aufgeschlossen. Gradierte Breccie von etwa 1 m Mächtigkeit liegt hier konkordant auf mit 14° nach Süden einfallendem Orthocerenkalk der untersten *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 136/83/a). An der Basis der Breccie sind die größten (meist kalkigen) Komponenten mehr als 10 cm groß. Ähnlich große Kristallinklasten kommen vor. Nach oben nimmt die mittlere Korngröße kontinuierlich ab und der Gehalt an Kristallinfragmenten zu (obwohl auch am Top der Bank noch 1–2 cm große Granitklasten vorkommen). Der Top der Bank ist bereits grober Loftarsten. Die Matrix der Breccie enthält eine Mischfauna mit *Scalpellodus gracilis* als ältesten und *Prioniodus variabilis* und *Pygodus anserinus* als jüngsten Elementen (Probe 136/83/b).

400 m westnordwestlich von Storsved befindet sich der nächste Aufschluß von Breccie auf Orthocerenkalk in einem Bahnanschnitt (A 11). Der Orthocerenkalk (nach Thorslund 1940 von Lasnamägi-Alter) fällt hier mit 6° in Richtung 318 ein. Darauf liegt eine mindestens 2,5 m mächtige, grob gebankte und gradierte Breccie mit einem nicht erosiven Kontakt. An der Basis haben die größten Komponenten Durchmesser von bis zu mehr als 1 m; unter ihnen wird das Liegende anscheinend etwas deformiert. Der Anteil an Kristallinfragmenten liegt bei schätzungsweise 50%. Längliche Komponenten liegen z.T. nicht schichtparallel, sondern schräg dazu oder sogar steil aufgerichtet. Es gibt im Liegenden kleine Spalten, die mit Breccie verfüllt sind.

Im Südosten bildet der Orthocerenkalk samt auflagernder Breccie eine kleine Klippe (Abb. 21), an deren Fuß mit einer Winkeldiskordanz Dalby-Schichten liegen, beginnend mit Breccie und grobem Loftarsten, die von Dalby-Kalken überlagert werden. Die unteren Abschnitte des Dalby-Kalks führen einige Granitklasten, und auch an der Basis der nächsten Bank gibt es, allerdings nur am Kontakt zum Orthocerenkalk, einen kleinen Zwickel mit grober Breccie. Die Klippe verläuft etwa 10/190, die Dalby-Schichten fallen mit 30° in Richtung 118 ein und bauen auch die morphologisch noch tiefer liegenden Bereiche etwas weiter im Südosten auf.

Dies macht es eher unwahrscheinlich, den Orthocerenkalk als Olistolith in der Breccie anzusehen. Eine mögliche Erklärung der Struktur ist, daß Lockne-Breccie, übergehend in Loftarsten, zunächst auf Orthocerenkalk abgelagert wurde. Der Orthocerenkalk zeigt ein beginnendes Auflösen des Schichtverban-

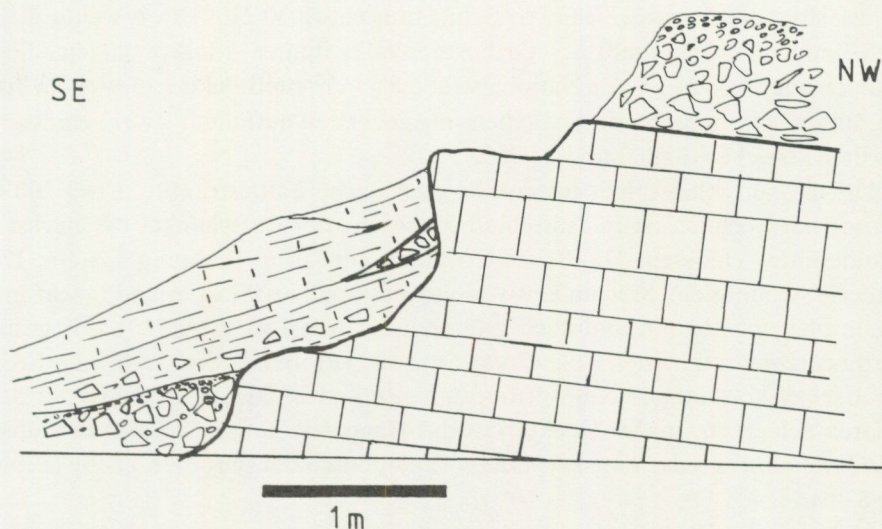


Abb. 21. Skizze des diskordanten Kontakts von Lockne-Breccie und Dalby-Schichten an Orthocerenkalk, A 11. Weitere Erläuterungen im Text. Legende wie in Abb. 17.

des und Zerbrechen durch die mit Breccie verfüllten Spalten an. Später ist der Sedimentstapel durch eine weitere kleine Gleitung ganz auseinandergerissen worden und in dem entstehenden Zwischenraum wurde ein weiterer Schub von Breccie und Loftarsten abgelagert. Danach erfolgte die Sedimentation der Dalby-Kalke, in die durch kleinere Rutschungen von der Klippe herunter Breccie umgelagert wurde; schon wenige m von der Klippe entfernt findet man keine Kristallinbruchstücke mehr in den Dalby-Schichten.

Weiter nach Westen, in Richtung auf die Skute-Decke, nimmt die Tektonisierung des Gesteins kontinuierlich zu und macht die Interpretation der Aufschlüsse schwierig. In Aufschluß 51 liegt Orthocerenkalk flach verfaltet und von etwa NNE–SSW streichenden, steilen Störungen durchzogen. Im Westteil des Aufschlusses gibt es auch scharfe Falten mit einer 24° nach 200 abtauchenden Faltenachse. Diese Orthocerenkalke haben (Probe 51/83/b) ein Alter von oberster *variabilis-ozarkodella*-Subzone und werden von polymikter Lockne-Breccie überlagert. Diese enthält eindeutig als Komponenten anzusprechende metergroße Schollen von Orthocerenkalk, die, allseitig von Breccienmatrix umgeben, mit leichter Diskordanz zur Schichtung liegen. Die Breccie enthält mehr Karbonat- als Kristallinkomponenten. Die Kristallinbruchstücke sind deutlich kleiner als die kalkigen. Im Osten geht die Breccie gradiert in Loftarsten über, der große Tonschiefer-Komponenten enthält. Die Mächtigkeit von Breccie und Loftarsten beträgt etwa 3,5 m.

Im Ostteil des Aufschlusses wurde eine schmale, tief ins Liegende reichende Spalte gefunden, die mit kristallinführender Breccie verfüllt ist. Sie streicht (bei

in die Horizontale zurückrotierter Schichtung) etwa 30/210. Etwas weiter westlich findet man innerhalb des Orthocerenkalks dünne, knollige Lagen, die – ähnlich wie in A 23 an der Nationalstraße 81 – cm-breite und mehrere cm lange, unten spitz zulaufende Spältchen im Liegenden auffüllen. Zwei gemessene Spalten streichen 20/200 und 25/205.

Dieser Aufschluß bildet im großen eine flache Sattelstruktur. Etwa 200 m weiter nordwestlich ist in Aufschluß 52 bereits der Ostschenkel der nächsten Mulde aufgeschlossen. Die Schichten fallen mit 20° in Richtung 335 ein. Die Breccie ist mit einer Mächtigkeit von etwa 6 m aufgeschlossen und macht hier einen eher massigeren und auch gröberen Eindruck als in A 51. Sie liegt auf Orthocerenkalk der *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 52/83/a), d.h., die Breccie liegt diskordant auf dem Orthocerenkalk und in Richtung Südost auf den älteren Schichten. Im Muldenkern ist das Hangende aufgeschlossen; es enthält mit *Prioniodus gerdae* einen typischen Conodonten des mittleren Dalby (Probe 52/83/b).

In Aufschluß 53 ist Lockne-Breccie auf einer Länge von mehr als 50 m angeschnitten. Im Ostteil des Aufschlusses fällt gut gebankter Orthocerenkalk von Furudal-Alter (Probe 53/83/a) mit einer Mächtigkeit von mehr als 1 m mit 47° in Richtung 244 ein. In seinem Hangenden gibt es eine nur aus Karbonat bestehende Breccie mit z.T. mehr als 0,5 m großen Komponenten. Die Matrix lieferte eine Mischfauna mit *Pygodus anserinus* als jüngstem Element (Probe 53/83/b). Aber auch im Liegenden des Furudal-Kalkes gibt es dünne, knollige, brecciöse Lagen. Da außerdem eine in der Breccie angedeutete Bankung mit nur 20° nach 290 einfällt und die Breccie hier 50 m lang aufgeschlossen ist, ohne daß tektonische Verschuppungen zu erkennen sind, scheint der Furudal-Kalk selbst eine Komponente der Breccie zu sein. Eindeutig eine Komponente ist eine etwa 10 m lange Scholle einer Kalk-Schiefer-Wechselfolge mit etwa 10 cm dicken Kalkbänkchen, die diskordant zur Schichtung mit 70° in Richtung 203 einfällt und (Probe 53/83/c) aus der *robustus*-Subzone stammt. Diese Komponente ist trotz der Umlagerung nicht auseinandergefallen!

Die Lithologie der Breccie ändert sich lateral sehr rasch; im Hangenden des *robustus*-Kalks führt sie viel Kristallin. Die Matrix ergab hier eine Mischfauna mit *Eoplacognathus elongatus* als jüngstem und *Protopanderodus graei* als ältestem Conodonten (Probe 53/83/d). Es gibt in der Breccie megaskopisch erkennbare, im dm-Bereich sehr unregelmäßige Grenzflächen, an denen sich der Sprung in der Lithologie von reiner Karbonatbreccie zu kristallin führender Breccie vollzieht. Das Material ist also schlecht durchmischt worden. Typischerweise reichert sich auch kristallines Material in Nestern an. Manche Bereiche können am ehesten als Mergel-Flaser-Breccie bezeichnet werden, die sich durch oft noch gut korrespondierende Korngrenzen auszeichnen, jedoch ohne gleichmäßige Verteilung der Korngröße. Auch solche scheinbar monomikten, praktisch nicht durchbewegt aussehende Partien können Kristallinkomponenten enthalten.

In den weiter westlich gelegenen Teilen des Aufschlusses enthält die Breccie immer noch große Schollen von Orthocerenkalk, aber auch mehr als 0,5 m große Komponenten von Revsund-Granit, Diabas und von großen, regelrecht eingewickelten, schwarzen Schieferen, vermutlich Alaunschiefer (Paul 1983). Nördlich und südlich des Bahnanschnitts gibt es weitere Aufschlüsse, in denen Breccie mit z.T. riesigen Komponenten aufgeschlossen ist.

Aufschluß 54 wurde von Thorslund (1940) und Larsson (1973) beschrieben. Der Anschnitt besteht aus 28° in Richtung 305 einfallendem roten Orthocerenkalk, der von polymikter Breccie überlagert wird. Sie besteht aus bis zu 0,5 m großen, angerundeten, roten und grauen Orthocerenkalkbruchstücken. Die Mächtigkeit beträgt 90 cm. Abgetrennt durch eine Bankfuge folgen rotbraune knollige Kalke. Das Liegende lieferte eine Conodontenfauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 54/83/a); dies stimmt mit der Datierung von Larsson (1973) überein, der es als Segerstad-Kalk beschrieb. Allerdings gehört nach ihm auch die Breccie („Kullstabergr-Konglomerat“) noch zum Segerstad-Kalk, ebenso wie die hangenden knolligen Kalke. Die Matrix der Breccie enthält aber (Probe 54/83/b) eine Mischfauna mit *Pygodus anserinus* als jüngstem Element; es handelt sich also vermutlich um Lockne-Breccie. Die hangenden knolligen Kalke enthalten nur eine spärliche Fauna (Probe 54/83/c), die eine Zuordnung unmöglich macht.

Diese Abfolge grenzt mit einem tektonischen Kontakt an einen etwa 50 m lang aufgeschlossenen, etwas tektonisierten Granit. Die Störungsfläche fällt mit 50° in Richtung 240 ein und hat Harnischstriemung. Im Westen grenzt der Granit mit einem sehr unregelmäßigen Kontakt an Lockne-Breccie, ohne daß eine tektonische Grenze auszumachen wäre (Abb. 22). Die Breccie füllt „Taschen“ im Granit auf und enthält zahlreiche, dem Granit lithologisch sehr ähnliche Granitbruchstücke, deren Anzahl vom Kontakt weg rapide abnimmt. Diese Breccie wird nach Westen feinkörniger und geht in gradierten Loftarsten über, in dem sich Schrägschichtungsstrukturen und Belastungsmarken ausgebildet haben. Das Einfallen ist ähnlich wie östlich des Granits, 30° in Richtung 310. Das Hangende bilden graue, sparitische, leicht geflaserte Kalke, die ein Alter der *Prioniodus gerdae*-Subzone haben (Probe 54/83/q).

Die Dalby-Schichten werden etwa 360 m westlich Ynntjärnen von einer flachen, mit 35° in Richtung 305 einfallenden Störung abgeschnitten, an der Loftarsten und Dalby-Kalk aufgeschoben worden sind. Die Dalby-Kalke sind mit einer 35/215 streichenden Faltenachse verfault, was einen Zusammenschub aus Nordwest andeutet. Weiter nach Westen nimmt die Tektonisierung des Gesteins weiter zu; zahlreiche kleinere Störungen durchziehen das Gestein. Im großen scheint es sich aber um eine kleine Sattelstruktur von Lockne-Breccie (Probe 142/83/b enthält *Prioniodus gerdae*) zu handeln, in deren Kern als Liegendes der Breccie Orthocerenkalk aufgeschlossen ist. Die Breccie enthält z.T. metergroße Komponenten von Granit und stark verwittertem Åsby-Diabas.

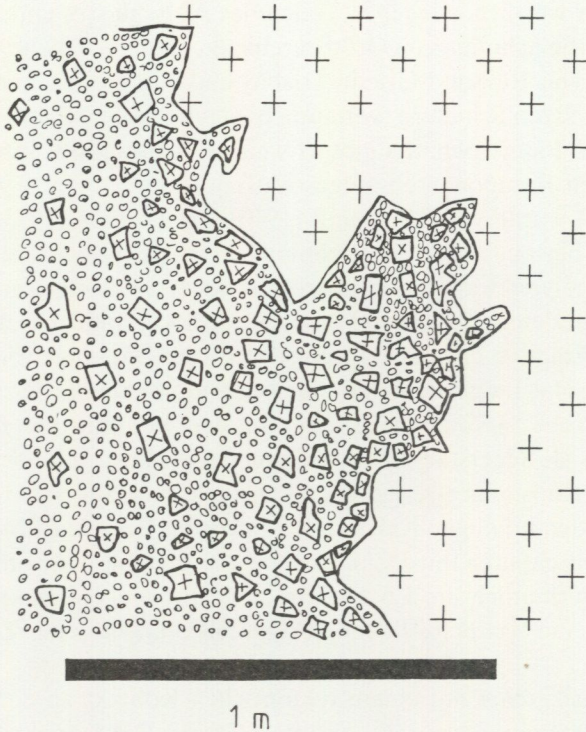


Abb 22. Kontaktfläche des Granits zur Lockne-Breccie. Aufschluß 54, etwa 300 m westlich Ynn-tjärnen.

500 m und 550 m westlich Ynn-tjärnen bauen voneinander isolierte Schollen von brecciiertem Granit die Hügel auf („B“ und „C“ in Abb. 23). Sie haben eine flache, fast horizontale Basis. Wo der Kontakt aufgeschlossen ist, werden sie von der Lockne-Breccie sehr ähnlichen Gesteinen umgeben. Darunter sind an der Bahn steil nach Nordwesten einfallende Orthocerenkalke mit Lockne-Breccie und Loftarsten im Hangenden aufgeschlossen. Thorslund (1940) erkannte, daß die Granitschollen nicht wurzeln und interpretierte sie als überschobene Späne von Grundgebirge im Zusammenhang mit der etwa 200 m weiter westlich folgenden Skute-Decke. Er bildete auch mehrere Detailprofile und ein längeres schematisches Profil entlang der Bahn vor der Überschiebung ab. Für ihn waren alle in diesem Aufschluß vorkommenden Kristallinfetzen überschobene Grundgebirgsspäne. Dies steht sicher im Zusammenhang mit seinem Konzept von Breccie und Loftarsten als litoralen Bildungen, bei dem m^3 -große Komponenten nicht oder schwer vorstellbar sind. Die Form dieser Blöcke würde zusätzlich zu den Überschiebungsbahnen noch zahlreiche quer dazu und steil verlaufende Störungen erfordern, da die Blöcke oft steile und gerade Flächen besitzen. Obwohl Thorslund's (1940, Abb. 50, S. 101) schematisches Profil nur die größ-

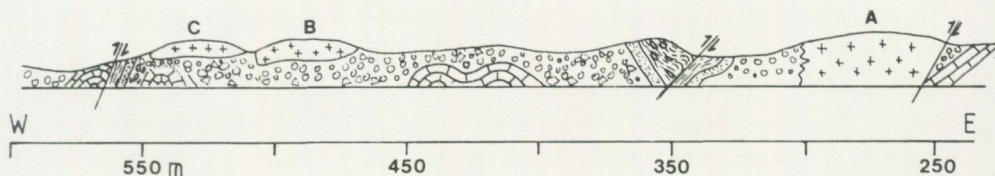


Abb. 23. Schematische Skizze des Eisenbahnprofils westlich von Ynnjtjärnen. Angaben in Meter westlich des Westufers von Ynnjtjärnen. „A“ ist der Granit, der mit Aufschluß 54 beschrieben wurde; der westliche Kontakt zur Lockne-Breccie ist in Abb. 22 dargestellt. Vertikal überhöht. Legende wie in Abb. 17.

ten seiner vermuteten Störungen darstellt, würden allein diese zusätzlich zur engen Verfaltung der Schichten einen Zusammenschub von mindestens 1–2 km bedeuten, der auch das Grundgebirge betroffen haben müßte. Da oft Kristallinblöcke der fraglichen Größe als eindeutige Komponenten der Breccie aufgeschlossen sind, kann man davon ausgehen, daß zumindest diese Teil der Breccie sind.

Problematisch bleiben die großen Schollen A, B und C. Die fast horizontale Basis der Schollen B und C würde auch für diese einen Transport entlang einer Überschiebung von mindestens 1 km erfordern. Da sie voneinander getrennt sind und nicht nach Norden und Süden fortsetzen, können sie nur als passiv mitgerissene Späne des Grundgebirges gedeutet werden. Ein Zusammenschub des kristallinen Untergrundes um solche Beträge kommt nirgends sonst im Lockne-Gebiet vor, sondern es ist geprägt von einer décollementartigen Tektonik, bei der die Alaunschiefer an der Basis des Paläozoikums als Schmiermittel gedient haben. Auch die Basis der Skute-Decke besteht aus Alaunschiefer (der keine kristallinen Späne enthält), und so bleibt unverständlich, wieso der Dekenschub in großem Maß Späne von Grundgebirge abgehobelt haben sollte. Es ist übrigens fraglich, ob die Skute-Decke tatsächlich weit überschoben ist; nach Jaanusson & Karis (1982) ist der lithologische Unterschied zwischen Autochthon und Skute-Decke eher auf ihre Zugehörigkeit zu verschiedenen „Konfazies-Gürteln“ zurückzuführen. Weiterhin findet man im Grenzbereich zwischen Kristallinschollen und unterlagernder Breccie kaum Anzeichen tektonischer Bewegung.

Im Fall des großen Blocks A wird die Erklärung als tektonische Schuppe von Kristallin noch unwahrscheinlicher. Seine westliche Begrenzung hat eine sehr raue Grenzfläche, die mit ziemlicher Sicherheit *nicht* tektonisch ist (Abb. 22) und fast vertikal verläuft. Dies könnte nur damit erklärt werden, daß entweder das Liegende der Breccie von Westen nach Osten sehr schnell auskeilt und die Breccie hier bereits auf Kristallin liegt und die Kristallinscholle an einer listrischen Aufschiebung, die sie im Osten an Orthocerenkalk grenzen läßt (A 54), einige 100 m weit bewegt und um etwa 90° rotiert wurde, oder daß selbst das Kristallin in eine sehr kräftige Faltung mit einbezogen wurde.

Beide Alternativen verlangen eine sehr intensive Tektonisierung des Gebietes, für die es sonst keinerlei Hinweise gibt. Die Conodonten des Bereichs (Proben 54/83, 142/83) zeigen keinen Unterschied in der Erhaltung gegenüber anderen Proben. Vorgänge tieferer tektonischer Stockwerke findet man sonst nirgends. Obwohl eine eindeutige Klärung der Verhältnisse aufgrund der schlechten Aufschlußerhaltung nördlich und südlich der Bahn nicht möglich ist, scheint mir eine Erklärung auch dieser Kristallinvorkommen als Olistolithe der Breccie wahrscheinlicher zu sein. Zwar gibt es nachweislich viele kleinere Störungen, an denen Kristallinblöcke an Orthocerenkalk oder Breccie stoßen. Dies schließt aber nicht aus, daß sie trotzdem Komponenten der Breccie darstellen, denn bei tektonischer Beanspruchung eines sehr inhomogenen Gesteines mit tonig-kalkiger Matrix und großen Kalk- und Kristallinkomponenten ist eine Zerschering entlang von Grenzflächen verschieden kompetenter Bereiche auch zu erwarten. Risse entlang von Komponenten findet man auch sonst häufig, sowohl im Aufschluß als auch in Dünnschliffen. Die Diskordanz, die sich unter Block C andeutet, könnte auch mit Faltung der inhomogenen Breccie und des Liegenden um den starren Block herum erklärt werden.

DIE UMGEBUNG DES SEES YNNTJÄRNEN

Das Gebiet nordwestlich des Sees Ynntjärnen wird fast ausschließlich von Dalby-Schichten aufgebaut. Im Südwesten allerdings reichen Lockne-Breccie und Arkose-Breccie bis an das Seeufer heran (Abb. 24). Südlich Ynntjärnen bilden Dalby-Schichten, Loftarsten und Breccie eine Mulde; am Südwestende von Ynntjärnängät fällt Breccie, gradiertes Loftarsten mit Entwässerungsstrukturen (siehe Abschnitt S. 104 ff.) und Dalby-Kalk mit 62° in Richtung 132 ein. Der südlich des Sumpfes liegende Hügel ist eines der größten Gebiete, in denen Arkose-Breccie, vermutlich unterlagert von wurzelndem Grundgebirge, im Zusammenhang aufgeschlossen ist. Die nur aus Kristallinbruchstücken bestehende Arkose-Breccie liegt hier etwa 20 m morphologisch höher als die Profile der Eisenbahnlinie. Dieser Hügel wird als ein potentiell Liefergebiet für die Breccien angesehen. An einigen wenigen Stellen wurden Bereiche mit einer kalkigen Matrix und mit Karbonatkomponenten gefunden (A 145), die eine Mischfauna mit *Eoplacognathus elongatus* als jüngstem und *Scalpellodus gracilis* als ältestem Element lieferten. Dies zeigt, daß in älterer Dalby-Zeit entweder Arkose-Breccie gebildet wurde oder aber zumindest noch nicht lithifiziert war und also frische, eckige Bruchstücke von Kristallin in die Lockne-Breccie liefern konnte. In der Arkose-Breccie findet man kaum korrespondierende Korngrenzen.

Die Tektonik dieses Gebietes ist deutlich von den an der Nationalstraße 81 und im Süden gelegenen Kristallinhochs beeinflusst. Die Schichten sind bei der Beanspruchung von Nordwesten her in den Raum zwischen beiden, die als star-

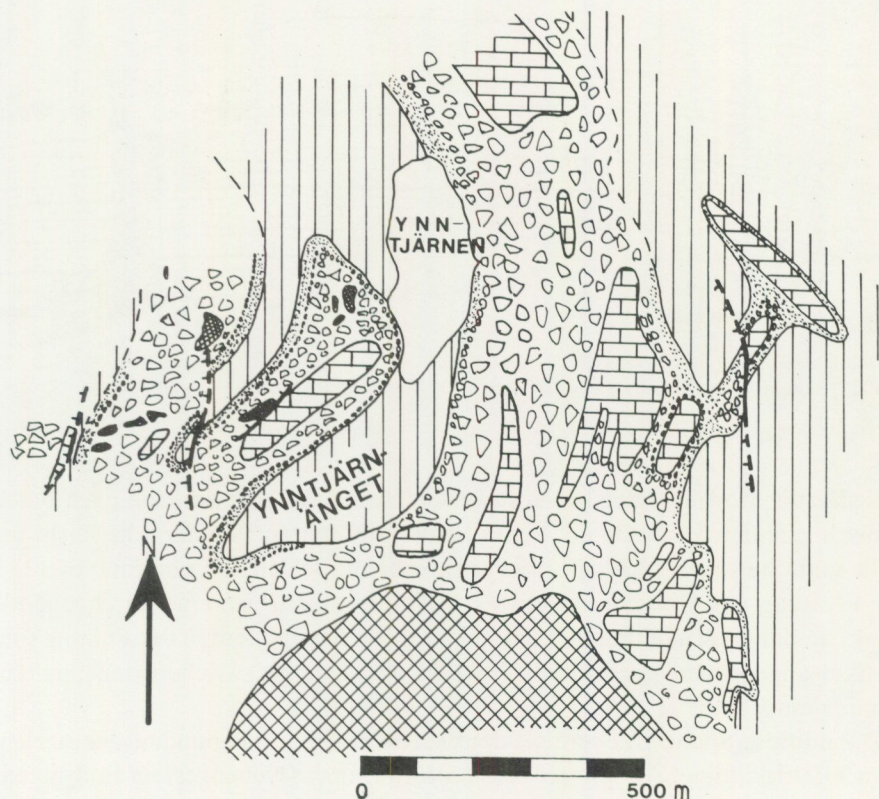


Abb. 24. Geologische Karte der Umgebung des Sees Ynntjärnen. Legende wie in Abb. 2.

re Blöcke gewirkt haben, eingepreßt worden; man kann auf der Karte deutlich ein Verbiegen der Faltenzüge in diesen Zwischenraum hinein erkennen.

Östlich Ynntjärnen sind, abgesehen von einigen Vorkommen von Breccie mit groben Komponenten entlang dem Ufer, kaum Aufschlüsse zu finden. Erst etwa 500 m ost-südöstlich des Ausflusses von Ynntjärnbäcken gibt es einige wichtige Aufschlüsse. In A 140 liegt Breccie, im oberen Teil gradiert in Loftarsten übergehend, auf Kalken der unteren *serra*-Zone (Probe 140/83). 200 m nordöstlich von diesem Aufschluß gibt es einen interessanten Anschnitt (A 139, Abb. 25). Der Bach biegt hier plötzlich in NNW-SSE Richtung um, was vermutlich auf eine Störung zurückzuführen ist. West-südwestlich des Baches ist grobe Breccie mit ausschließlich kalkigen Komponenten von m-Größe aufgeschlossen; ost-nordöstlich des Baches ist eine flache Antikline von grauem Orthocerenkalk mit stromatolithischen Strukturen, vermutlich Segerstad-Kalk, aufgeschlossen, die von in Loftarsten übergehender Breccie überlagert werden. In den liegenden Kalken findet man 3 große, mit kalkiger Breccie verfüllte Spalten unter-

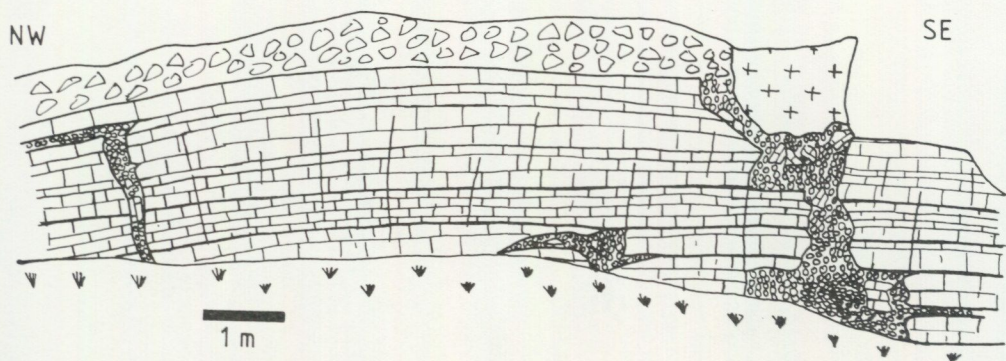


Abb. 25. Schematische Skizze des Aufschlusses 139 bei Ynntjärnbäcken.

schiedlicher Morphologie. Im Nordwesten handelt es sich um eine nach unten konisch zulaufende, 20–30 cm breite Spalte mit glatten Wänden, die leicht gewellt sind. Sie streicht 230/50, steht senkrecht zur Schichtung und folgt deutlich der Klüftung des Gesteins. In etwa 2 m Höhe stößt sie an eine durchgehende Bank, an der sie schichtparallel umbiegt. Große Komponenten der Füllung sind vertikal angeordnet, die größte, etwa 30 cm lang, ist zwischen den Spaltenwänden eingekeilt.

Die mittlere Spalte ist ebenfalls deutlich an eine Kluft gebunden. Sie streicht etwa 30/210 und zeigt Apophysen, die keilförmig in das Nebengestein eindringen.

Im Südosten streicht die größte Spalte des Aufschlusses 50/230, ebenfalls stellenweise von der Klüftung beeinflusst. Sie schlägt als einzige bis zur Breccie durch und enthält im oberen Bereich in der Füllung mehr als 0,5 m große Komponenten. Der größte Teil der Füllung wird im oberen Teil von einem Kristallinblock von mehr als 2 m Durchmesser ausgemacht, der in der Spalte festgekeilt ist. In keiner der Spalten konnten Fossilien in Lebensstellung oder von den Wänden ausgehende Bohrungen festgestellt werden.

DAS GEBIET UM ÅSAN UND KULLSTABERG

Etwa 300 m nordwestlich der Ortschaft Åsan ist in einem verlassenen Steinbruch ein Profil durch flachliegenden Orthocerenkalk aufgeschlossen (A 10/79, Abb. 26). Die unteren 2,3 m des Profils sind rötlich graue, dickbankige Kalke, z.T. mit Diskontinuitätsflächen, die in die *suecicus-gracilis*-Subzone datiert werden; darüber folgt eine etwa 10 cm dicke knollige Bank, die Conodonten der *suecicus-sulcatus*-Subzone geliefert hat (Simon 1981). Darüber folgt eine etwa 30 cm mächtige knollige bis konglomeratische Schicht, die eine spärliche Fauna mit *Eoplacognathus suecicus* als jüngstem Element geliefert hat (Probe 10/79/sb).

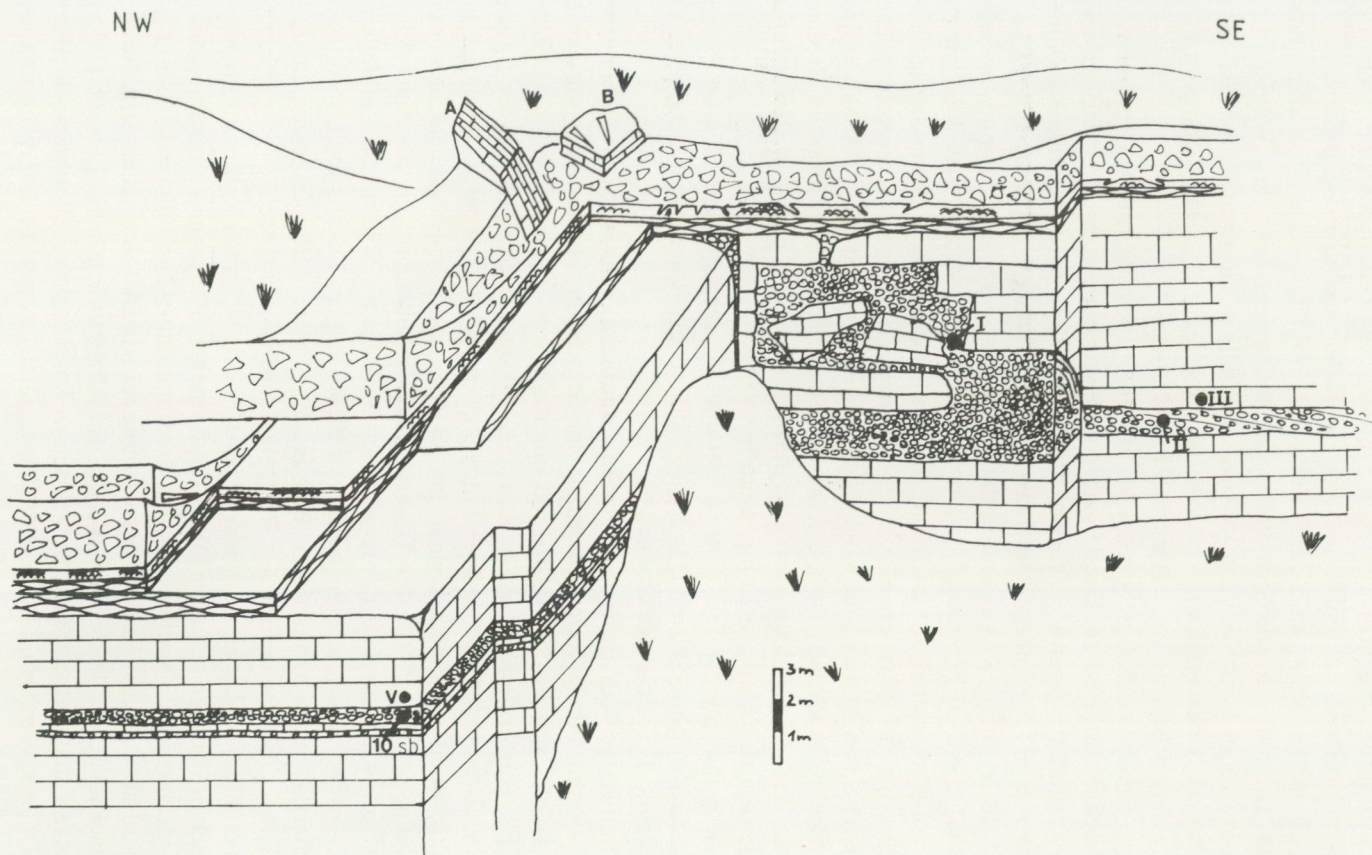


Abb. 26. Skizze des Orthocerenkalk-Aufschlusses 300 m nordwestlich von Åsan (A 10/79). Dargestellt sind auch die Punkte von Probennahmen. Legende wie in Abb. 17.

Das unmittelbar Hangende dieser Bank (Probe 10/79/V) enthält stromatolithische Strukturen; die Schicht gleicht Unregelmäßigkeiten der Oberfläche des knolligen Horizonts aus und enthält eine Fauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone.

Die folgenden Kalke sind dunkelrotbraun, enthalten einige Diskontinuitätsflächen, stromatolithische Strukturen und stellenweise sehr viele Wühlspuren. Diese etwa 3 m mächtige Abfolge wird ebenfalls in die *suecicus-sulcatus*-Subzone datiert. Überlagert wird sie von einer mit mehr als 2 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Breccie von vermutlich Dalby-Alter.

Diese Breccie enthält neben grauen und roten, knolligen Kalkkomponenten von durchschnittlich 3 cm Größe auch solche von einigen dm Kantenlänge und selten Kristallinfragmente (eckig und bis 5 cm groß), sowie zwei große Kalkkomponenten von 1,5 m und 1,1 m Durchmesser. Block A (Probe 10/79/A) fällt mit 54° in Richtung 89 ein und enthält eine Fauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone. Während in der umgebenden Breccie keine tektonischen Flächen zu erkennen sind, enthält dieser Block auf den Schichtflächen Harnischstriemungen, die etwa 10/190 streichen. Auch hier deutet sich an, daß die unterschiedliche Kompetenz von Matrix und Komponenten zu unterschiedlicher Reaktion auf tektonischen Druck geführt hat: nämlich zu interner Deformation der Breccie und zur Ausbildung deutlicher Scherflächen (mit sehr geringen Bewegungsbeträgen) in den härteren Komponenten.

Block B fällt mit 58° in Richtung 196 ein und enthält ebenfalls eine Fauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 10/79/B). Diese Kalke waren bereits verfestigt, als die Breccie gebildet wurde.

Im Südwestteil der Breccie gibt es sehr deutliche listrische Scherflächen, die eine Bankung der Breccie diskordant zur Schichtung vortäuschen; sie lassen eine „Bank“ von 70 cm Mächtigkeit innerhalb von 2,5 m auf Null auskeilen. Diese Flächen werden als sedimentär angelegt interpretiert, die bei der Bewegung der Breccie als hochviskose Flüssigkeit ausgebildet wurden. Sie fallen in Richtung 40 ein. Daß es sich nicht um tektonisch angelegte Scherflächen handeln kann, ergibt sich aus der Tatsache, daß Endoceraten, die normalerweise parallel zur Schichtung liegen, im gleichen Sinn wie die Scherflächen einfallen, rotiert worden sind und nun parallel zu diesen liegen. Daraus folgt auch, daß die Scherflächen wohl keine Abschiebungen, sondern Aufschiebungen darstellen, die bei einer Bewegung aus Richtung Nordost entstanden.

Das unmittelbar Liegende der Breccie ist eine Bank reinen Kalkes mit stromatolithischen Strukturen. In ihm gibt es häufig mehrere cm lange, spitz zulaufende, etwas geschwungene Spalten, die mit Breccienmaterial verfüllt sind (Abb. 27). Dies sind die einzigen Risse in Verbindung mit stromatolithischen Strukturen, die sicher als solche anzusprechen sind, die ich gefunden habe. Larsson (1973) erwähnt sie häufiger und interpretiert sie als Trockenrisse. Allerdings schneidet ein solcher Riss mitten durch einen Endoceraten, womit die Interpretation als Trockenriss fragwürdig wird; diese Bank muß bereits zementiert gewesen sein,



Abb. 27. Foto der Kalkbank, die das unmittelbar Liegende der Breccie in A 10/79 bildet. Sie enthält stromatolithische Strukturen und Risse, die aber auch Endoceraten mitten durchschneiden (Pfeile) und vermutlich erst nach der Lithifikation der Bank entstanden sind.

als der Riss entstand. Das gleiche wurde auch an einem losen Block in der Nähe des Aufschlusses gefunden.

Die Risse sind deutlich in einer NW-SE verlaufenden Richtung bevorzugt orientiert (Abb. 28). Sie sind vermutlich ebenfalls auf eine von Nordosten kom-

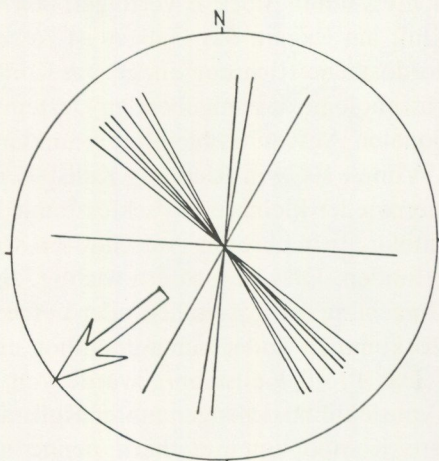


Abb. 28. Streichrichtung der Spalten im unmittelbar Liegenden der Lockne-Breccie in A 10/79; der Pfeil gibt die aus den Spalten abgeleitete vermutete Richtung der Rutschung an.

mende Bewegung der Breccie zurückzuführen, die die schon verfestigte Unterlage zerschert hat oder sind bei einer eigenen, kleinen Rutschung auch der liegenden Kalke entstanden.

Unterlagert wird diese Schicht von stark geflaserten, knolligen, rotbraunen Kalken, die ebenfalls (wenn auch undeutlichere) Spalten im Liegenden auffüllen. Im Südostteil des Aufschlusses geht anscheinend von diesem Flaserkalk die Füllung eines großen Hohlraumes aus. Hier umfließt Breccie mit gleichmäßig großen (2–3 cm), rötlichen und grünlichen Komponenten m-große Schollen von Orthocerenkalk, deren Schichtung sich im umgebenden Gestein verfolgen läßt; sie sind zwar etwas verstellt, aber nicht weit transportiert und können als autochthon angesehen werden. Die Form des Hohlraums ist deutlich durch die Klüftung und die Schichtung bestimmt. An manchen Stellen scheinen die Kanten des umgebenden Gesteins gerundet. Die Spalte reicht bis auf das Niveau der unteren Breccie herunter und bildet auf dieser Höhe einen etwa 80 cm mächtigen schichtparallelen Gang, der sich über mehrere m verfolgen läßt. Hier gibt es in der Füllung diskordant zur Spaltenwand laufende Flächen, die eventuell ebenfalls sedimentär angelegte Scherflächen darstellen. Sie fallen ganz im Südosten mit 35° nach Norden ein, am Beginn des Ganges mit 14° in Richtung 145. Die in der Füllung genommenen Proben 10/79/I und 10/79/II haben keine Fauna enthalten, die das Alter der Spaltenfüllung genau bestimmen ließen; das jüngste Element ist in Probe II *Eoplacognathus suecicus* und enthält mit *Amorphognathus variabilis* ein deutlich älteres Element als das umgebende Gestein. Das Hangende des Ganges enthält eine Fauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 10/79/III).

Obwohl die untere Breccie und der horizontale Gang etwa auf gleichem Niveau liegen, konnte keine Verbindung der beiden festgestellt werden. Leider ist der kritische Bereich des Aufschlusses mit Schutt verdeckt. Die Spalte scheint aber nur an eine große, NW–SE streichende Kluft gebunden zu sein, an der sie sich bis unter Block B verfolgen läßt. An einer anderen NW–SE streichenden Kluft am Beginn des Ganges ist zu sehen, daß die Breccie an dieser Stelle in nordöstliche Richtung endet, am Kontakt paßt sich eine Art „Schichtung“ der Morphologie des umgebenden Gesteins an. Wegen des praktisch nur zweidimensionalen Anschnitts bleibt aber unklar, wie die Spalte weiter verläuft.

Von A 10/79 in Richtung Kullstabergraben findet man die Höhenlinie entlang immer wieder kleinere Aufschlüsse mit Lockne-Breccie, die hier mehr Kristallin enthält. In mehreren Aufschlüssen wurden auch Komponenten von Rhyolith gefunden. Dies ist insofern wichtig, als Rhyolithe in der näheren und weiteren Umgebung nicht anstehen oder beschrieben werden; das nächste beschriebene Vorkommen findet sich autochthon erst in der „Reichsgrenzen-Antiklinale“.

Das Profil Kullstabergraben wurde von Larsson (1973) beschrieben und ist die Typuslokalität des sogenannten Kullstabergraben-Konglomerats (da das Gestein angulare Komponenten enthält, nenne ich es Kullstabergraben-Breccie), das in den

Segerstad-Kalk eingeschaltet ist und sich möglicherweise mit der unteren Breccie in A 10/79 parallelisieren läßt. Das Profil wird von einer mächtigen Breccie abgeschlossen, die Komponenten mit der Größe von Olistolithen enthält, darunter Orthocerenkalk, Revsund-Granit, Diabas und Gneiss. Eine große Orthocerenkalkkomponente stammt aus der *suecicus-gracilis*-Subzone (Probe 7/83/c). Die Breccie scheint sich nach Südosten in das Liegende einzuschneiden und findet sich bald auf Höhe der Kullstaber-Breccie.

Larsson (1973) beschrieb die Kullstaber-Breccie als ein polymiktes Konglomerat mit Kristallinbruchstücken und konstatierte große Mächtigkeitsschwankungen. Im heute aufgeschlossenen Profil enthält es nur Kalkfragmente; es konnte nicht geklärt werden, ob die kristallinführende Breccie im Osten des Profils noch zur Kullstaber-Breccie gehört oder schon zur Lockne-Breccie, die sich hier deutlich in die liegenden Schichten einschneidet. Auf dem Niveau der Kullstaber-Breccie enthält sie große Komponenten, die (Probe 8/83/a) ebenfalls aus der *suecicus-gracilis*-Subzone stammen. Die knollige Matrix der Breccie enthält *Eoplacognathus suecicus* als jüngstes und *Microzarkodina ozarkodella* als ältestes Element (Probe 8/83/b). An dieser Stelle ist auch deutlich zu sehen, wie sich von der Unterseite der Kalkkomponente einzelne Schichten ablösen und als einzelne Komponenten von dm-Größe in der Matrix schwimmen.

Im Liegenden der Breccie gibt es in Kalken der *suecicus-sulcatus*-Subzone (7/83/a) auch eine etwa 3 cm breite, 115/295 streichende Spalte, die mit einer Breccie verfüllt ist, die (Probe 7/83/b) *Eoplacognathus suecicus* als jüngsten und *Stolodus stola* als ältesten Conodonten enthält; d.h., es kommen auch unterarenigische Komponenten vor.

Am Westufer von Mitterstjärnen enthält die Breccie große, mehr als 10 m lange Blöcke von Orthocerenkalk, die untereinander z.T. sogar noch gut korrespondierende Korngrenzen zeigen; es handelt sich hier also um ein riesiges, etwas zerglittenes Schichtpaket von Orthocerenkalk, das in die Breccie eingelagert ist. Es stammt (Probe 6/83/a) aus der *variabilis*-Zone und fällt überkippt mit 50° in Richtung 56 ein.

Östlich der Straße von Åsan nach Skute befindet sich ein großes Gebiet, in dem immer wieder Lockne-Breccie mit z.T. sehr großen Komponenten aufgeschlossen ist. Hier tauchen sehr häufig große rote Kalkschollen in Lunnefazies auf (Paul 1983), aber auch Bruchstücke von Granit und Diabas. Obwohl das Liegende nur leicht tektonisiert ist und nur mit Winkeln zwischen 10 und 20° einfällt, liegen die Lunne-Kalkkomponenten häufig invers (Abb. 31); d.h., die Breccie muß hier so mächtig und hochviskos gewesen sein, daß metergroße Komponenten durch Scherbewegungen innerhalb der Massenbewegung rotiert werden konnten (Hubert *et al.* 1977). Die Komponenten fallen deutlich diskordant zu einer „Schichtung“, die stellenweise in der Breccie zu erkennen ist, meist nach Nordosten ein. Bei dem Versuch, aus dieser Orientierung eine Bewegungsrichtung zu rekonstruieren, ist große Vorsicht angebracht. Zum einen

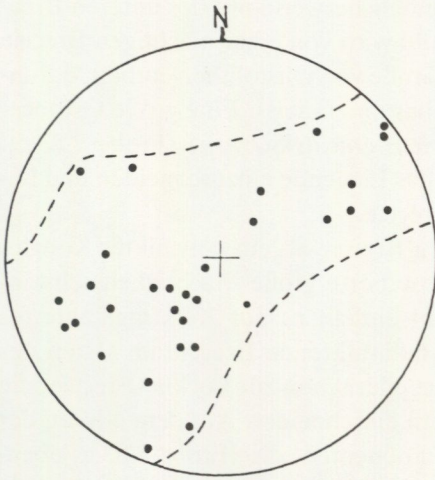


Abb. 29. Darstellung der Flächenpole plattiger Komponenten der Lockne-Breccie im Gebiet um Åsan im Schmidt'schen Netz.

findet eine Orientierung genau quer zur Hauptbewegungsrichtung nur in den zentralen Bereichen statt und wird zum Rand hin immer mehr von lokalen Besonderheiten beeinflusst; zum anderen werden gerade bei hochviskosen Flüssigkeiten durch Scherbewegungen innerhalb des Sediments auch in zentralen Bereichen Komponenten unter Umständen längs zur Hauptbewegungsrichtung rotiert.

Andererseits geben bei einer statistischen Auswertung Bereiche von Orientierungen, die überhaupt nicht vertreten sind, am ehesten den Bewegungssinn an. Hubert *et al.* (1977) konnten zeigen, daß die Flächenpole von plattigen Komponenten zwar sehr breit streuen, aber doch in einer breiten Zone parallel zum – unabhängig davon ermittelten – Paläogefälle lagen. Die sich im Bereich östlich der Straße von Åsan nach Skute ergebende Richtung (Abb. 29) stimmt gut mit der in A 10/79 relativ sicher ermittelten Richtung überein. Da es sich bei der Inklination der Komponenten nicht um eine echte Dachziegellagerung handelt, sondern um die „eingefrorene“ Rotation einzelner Schollen, kann man dem Diagramm zwar eine NE–SW streichende Bewegungsrichtung entnehmen, aber keine Aussagen über den Bewegungssinn treffen. Die im Gebiet um Åsan ermittelten Richtungen zeigen in Richtung auf das große Kristallinhoch südlich von Ynntjärnen, und es ist wahrscheinlich, daß die Schüttung von dort kam oder beeinflusst wurde.

Bei Goffasved ist das Liegende der Breccie sicher aufgeschlossen (A 157) und besteht aus 30° in Richtung 72 einfallendem, dunkelgrauem, feinkörnigem Kalk der *variabilis-ozarkodella*-Subzone (Probe 157/83/a). Darauf liegt rötliche, nur aus Kalkkomponenten bestehende Breccie. Die mittlere Korngröße beträgt 2–3 cm, es kommen aber auch einzelne m-große Schollen vor. Die Matrix enthält, neben *Panderodus sulcatus* als jüngstem Element, auch *Amorphognathus varia-*

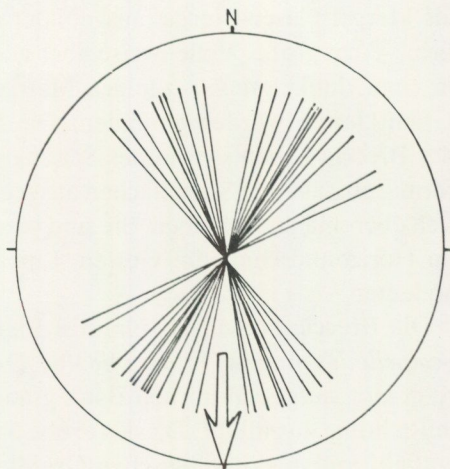


Abb. 30. Darstellung der Streichrichtung von Lineationen, die durch sinuöse, schräg verlaufende Scherflächen in der Breccie erzeugt werden (A 34/79).

bilis als ältestes Element. Die Breccie ist etwa 5 m mächtig und 0,5–1 m weit gebankt. Die Orientierung plattiger Komponenten scheint hier zufällig verteilt zu sein.

An der Straße von Prästgården nach Viken, etwa 650 m südwestlich von Kullstaberg, liegt Lockne-Breccie auf flach liegendem rötlichgrauem Orthocerenkalk mit zahlreichen Endoceraten (A 34/79), die aus der *variabilis-ozarkodella*-Subzone stammen. Darauf liegt die Breccie mit einem scharfen Kontakt. Sie ist

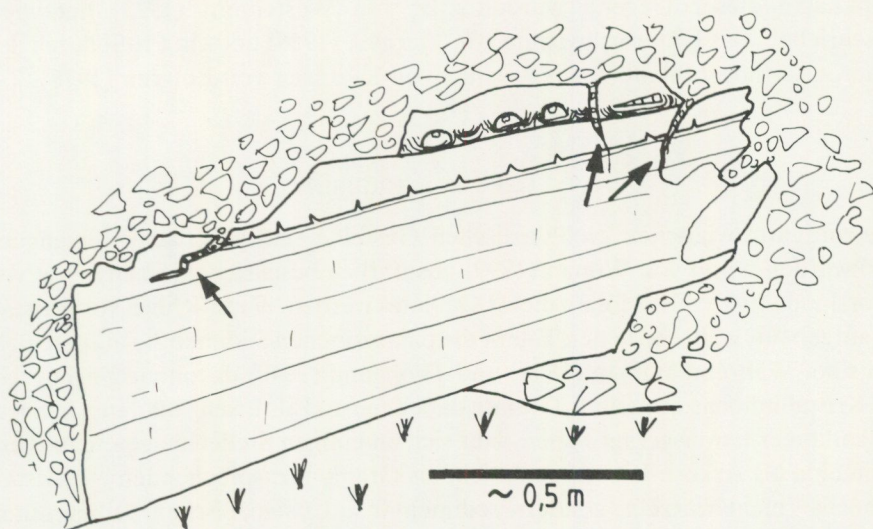


Abb. 31. A 153, östlich der Straße von Åsan nach Skute. Eine große Scholle von invers liegendem Orthocerenkalk in Lunne-Fazies, der selbst beginnende Breccierung zeigt (Pfeile). Die Spalten sind mit kalkiger Breccie aufgefüllt.

als Mergel-Flaser-Breccie ausgebildet und enthält rötlichbraune, durchschnittlich 2–3 cm große, stellenweise aber auch bis zu 30 cm große Kalkkomponenten in einer dunkelgrauen, tonigen Matrix. Einzelne etwa 20 cm große, angulare Granitklaster wurden gefunden. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 4 m. In der Breccie haben sich in der Seitenansicht sinuös, in der Frontalansicht trogförmig aussehende Scherflächen ausgebildet, die in Richtung Nord einfallen und sich übereinanderschieben. Sie sind vermutlich sedimentär angelegt und ergeben im Horizontalschnitt im Gestein Lineationen, die Transport in Richtung Süd andeuten.

Die Breccie enthält als jüngstes Element *Pygodus cf. anserinus*, als ältestes *Scalpellodus gracilis* (Probe 34/83/b). Der Aufschluß wird oben von einer mehrere m lang aufgeschlossenen Bank grauen, feinkörnigen Kalks beendet, die 34° in Richtung 40 einfällt. Da sie (Probe 34/83/a) eine Fauna der *foliaceus*-Subzone enthält, und aus lithologischen Gründen, wird sie als Seby- oder Folkeslunda-Kalk angesprochen. Da der Kalk älter ist als die Breccie, handelt es sich vermutlich um eine Komponente und nicht um das Hangende der Breccie.

DAS GEBIET UM KLOXÅSEN

Das Gebiet um das Dorf Kloxåsen herum gehört mittlerweile zu den klassischen Gebieten im weiteren Locknegebiet. Hier ist praktisch die ganze paläozoische Schichtenfolge der Gegend aufgeschlossen. Die kambrischen Alaunschiefer und Stinkkalke dieser Gegend wurden z.B. von Westergård (1922) detailliert beschrieben, das Unterordovizium von Tjernvik (1956) und ein Profil durch den unteren Orthocerenkalk etwas westlich von Kloxåsen von Löfgren (1978).

AUFSCHLUSSBESCHREIBUNG

Die mittelordovizischen grobklastischen Gesteine sind großflächig zugänglich und wurden schon von Wiman (1899) ausführlich beschrieben, ebenso wie von Thorslund (1940). Die Höhen dieses Gebietes werden hauptsächlich von Kristallin aufgebaut, während in den Tälern die paläozoischen Sedimentite aufgeschlossen sind. Während Wiman (1899) und Thorslund (1940) davon ausgingen, daß die Kristallinhighs wurzelnde Granite darstellen und als Inseln aus dem Orthocerenkalkmeer herausgeragt haben, läßt sich an einigen Stellen zeigen, daß diese – ohnehin als Arkose-Breccie und nicht als Granit anzusprechenden – „Kristallinhighs“ nicht wurzeln, sondern sedimentär auf paläozoischen Sedimentiten lagern. Dies ist insbesondere unmittelbar nördlich der westlichsten Farm von Kloxåsen (auf Abb. 32a mit „X“ bezeichnet) deutlich. Der Gipfel des Hügels wird von etwas brecciitem Granit aufgebaut, der über eine Fläche von 120×80

m gut zu verfolgen ist. Er ist allseitig von Sedimentiten umgeben, die normal unter das Kristallin einfallen. Das Streichen läuft um den „kristallinen Kern“ herum um. Hinter der Scheune des Hofes ist der Kontakt von Kristallin zu knolligen Kalken und Schiefen aufgeschlossen, die vermutlich die Basis der Töyen-Schiefer darstellen. Der Kontakt ist eine fast vertikale, im dm-Bereich unregelmäßige Grenzfläche ohne Anzeichen tektonischer Bewegung. Nördlich des Hofes (A 54/II) liegt zwischen dem Granit und den basalen ordovizischen Schichten eine Breccie mit knolligen Kalkkomponenten, Orthocerenkalk- und einigen Kristallinbruchstücken in einer tonigen Matrix, die eine Mischfauna mit *Pygodus anserinus* als jüngstem und *Microzarkodina flabellum* und *Paroistodus originalis* als ältestem Conodonten enthält (Probe 54/83/II).

Im nordöstlich anschließenden Tal ist im Kern eines kleinen Sattels Alaunschiefer, an der Nordostflanke wieder Töyen-Schiefer und nach Nordosten einfallender Orthocerenkalk aufgeschlossen. In Aufschluß 115 bildet dieser Orthocerenkalk mit umlaufendem Streichen und ununterbrochen verfolgbar eine Muldenstruktur, in deren Kern Arkose-Breccie liegt. Das Liegende ist mit Conodonten in die *suecicus-gracilis*-Subzone datiert (Probe 115/83). Die Arkose-Breccie besteht stellenweise fast ausschließlich aus oft eckigen Bruchstücken von verwittertem Åsby-Diabas in einer dunkelgrauen, tonigen Matrix mit einzelnen Sand- und Siltkörnern, stellenweise nur aus granitischen Komponenten, manchmal mit korrespondierenden Trümmergrenzen.

Am Nordostschenkel des sich weiter im Nordosten anschließenden Spezialsattels liegt zu etwa gleichen Teilen aus Kalk- und Kristallinkomponenten bestehende Breccie auf Orthocerenkalken der *serra*-Zone (vermutlich Grenze *reclinatus*- und *robustus*-Subzonen, Probe 116/83/a). Diese Kalke sind hellgraue, feinkörnige Sparite. Die Breccie füllt „Taschen“ in den liegenden Kalken.

Entlang der Profillinie A-B ist also deutlich zu sehen, daß die Breccie – in lateral sich schnell verändernden Lithologien – in Richtung Südwest auf immer älteren Sedimenten liegt.

Gleiches läßt sich auch von dem Gebiet sagen, in dem die Breccie im Osten des Dorfes eine Zunge nach Südosten bildet. Auch hier werden die hochliegenden Gebiete von Breccie aufgebaut, während darunter in der Böschung im Nordwesten zunächst Orthocerenkalk, dann nach Südosten folgend Töyen-Schiefer und schließlich kambrische Alaunschiefer anstehen. An der Straße liegt die Breccie auf Mittelkambrium und enthält in der Matrix u.a. *Pygodus serra* (Simon 1981). Als Komponenten kommen hier neben viel Revsund-Granit und Åsby-Diabas auch große Schollen von Orthocerenkalk (z.B. aus der obersten *variabilis*-Zone, Simon 1981) und sehr viele faust- bis kopfgroße Fetzen von hellgrauen und schwarzen, bituminösen Schiefen vor. Die weiter nordöstlich gelegenen Gebiete werden von Arkose-Breccie aufgebaut, die fast ausschließlich aus kristallinen Komponenten unterschiedlicher Korngröße in einer tonigen, z.T. auch sandigen Matrix besteht.

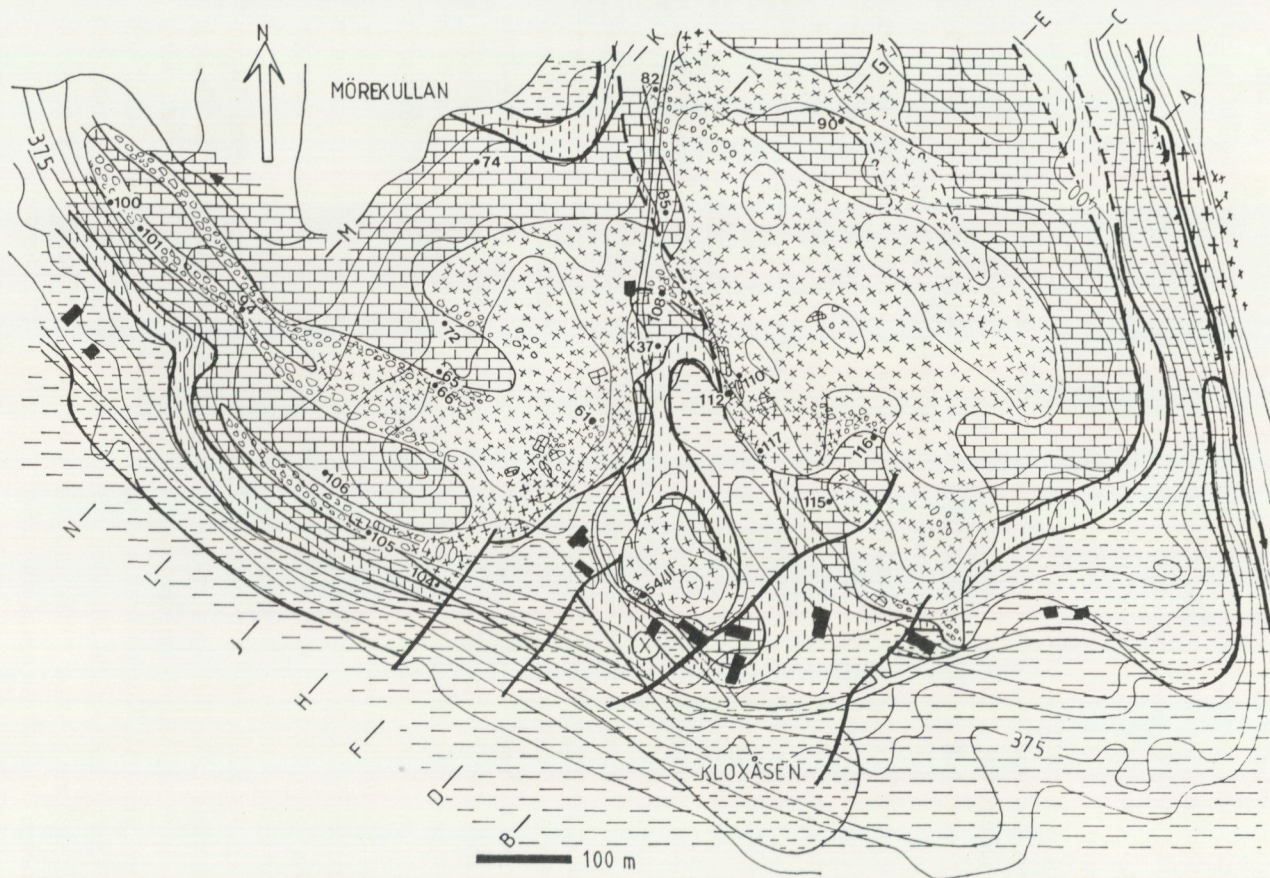


Abb. 32 a. Geologische Karte der Umgebung von Kloxåsen. Im Text genannte Aufschlüsse sind ebenfalls eingetragen.

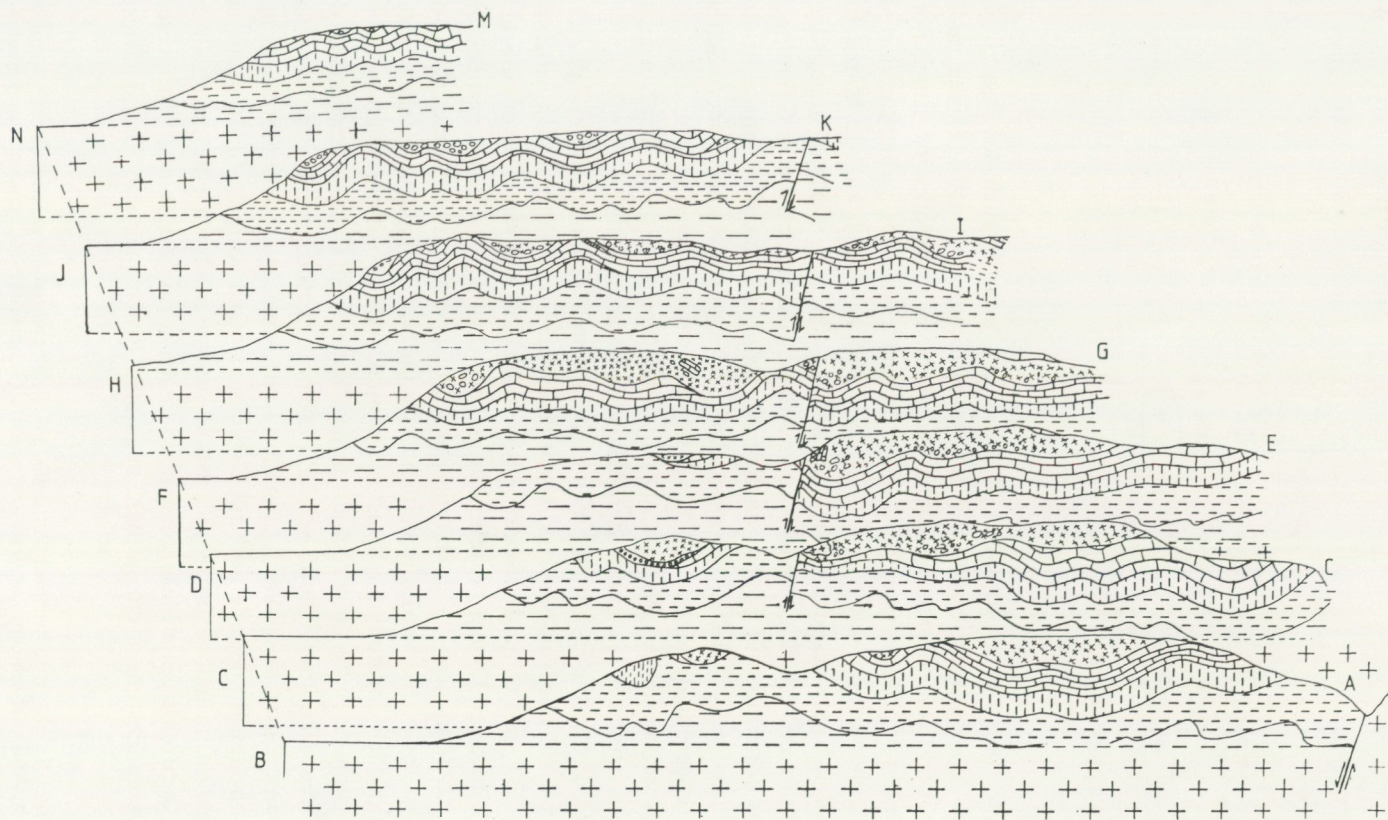


Abb. 32b. Geologische Profile entlang den Linien A-B bis M-N. Vertikal überhöht.

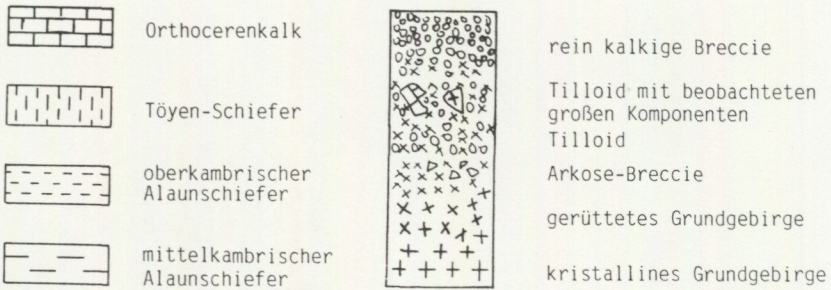


Abb. 32c. Legende der Abb. 32a und 32b.

Nordwestlich der Profillinie A–B, etwa 250 m nordöstlich des Punkts „X“ geht die Arkose-Breccie in wenig gerütteten Granit über (A 117), der im Tal vorspießt und von oberkambrischem Alaunschiefer umlagert wird. Etwas nordwestlich der Profillinie C–D wird dieser Granit zusehends mehr brecciiert. Er enthält zunächst nur selten und in kleinen Zwickeln auch kalkige Matrix und kleine Kalkkomponenten, schließlich auch große, z.T. vertikal angeordnete Kalkschollen. Die kalkige Matrix dieser Arkose-Breccie enthält die Conodonten *Pygodus anserinus* und *Eoplacognathus elongatus*, die das Alter mit nicht älter als unteres Dalby angeben (Probe 112/83). Eine vertikal angeordnete Scholle von Orthocerenkalk (Probe 110/83) stammt aus der *originalis*-Zone.

Am Nordostende des Profils C–D fällt Orthocerenkalk flach nach Nordosten ein und scheint das Hangende der Arkose-Breccie zu bilden.

An der Profillinie E–F findet man entlang dem Weg nach Mörekullan Arkose-Breccie auf oberkambrischen Alaunschiefern. Etwa 200 m nordwestlich des Punkts „X“ gibt es an der Straße einen Aufschluß von nur aus verwittertem, z.T. kalzitisierten Diabas bestehender Arkose-Breccie. Die 2–5 cm großen einzelnen Komponenten haben häufig gut korrespondierende Korngrenzen, die Matrix ist tonig. Sie wird anscheinend von Orthocerenkalk unterlagert. Etwa 370 m nördlich des Punkts „X“ ist ein Kontakt von gebankter Arkose-Breccie und steilstehendem Orthocerenkalk aufgeschlossen. Im Grenzbereich gehen die Orthocerenhalke über Tilloid¹ schnell in reine Arkose-Breccie über. Die kalkigen Komponenten des Tilloids enthalten stellenweise synsedimentär angelegte, mitten im Geröll endende und mit Breccienmaterial verfüllte Spalten, die auf Deformation im halbverfestigten Zustand hinweisen. Etwa 1 m unterhalb des Kontakts gab es in einer Flaserzone in ansonsten normalem, reinem Orthocerenkalk ein mindestens 1 cm großes, angulares Bruchstück von Granit. Dieser

¹Der Begriff „Tilloid“ wird hier nach Pettijohn (1975) als beschreibender lithologischer Begriff für massige, strukturlose, schlecht klassierte und sortierte Gesteine mit z.T. großen Komponenten in einer tonigen Matrix gebraucht.

Horizont des Orthocerenkalks lieferte (Probe K 37 sd) Conodonten der *originalis*-Zone.

An der Profillinie G–H beginnt das Profil im Südwesten mit der normalen Abfolge von Mittel- und Oberkambrium, überlagert von Töyen-Schiefer und unterstem Orthocerenkalk, der von diabasreicher Arkose-Breccie überlagert wird. Der liegende Orthocerenkalk (A 104) enthält eine Fauna der *originalis*-Zone (Probe 104/83). Oben auf dem Berg findet man viel Arkose-Breccie, z.T. aber auch kalkige Breccien, Tilloid und Aufschlüsse von rotem Orthocerenkalk, z.T. mit stromatolithischen Strukturen, die vermutlich Teil der Breccie sind, da sie völlig unregelmäßig orientiert sind und z.T. auch flach invers lagern. 230 m nordwestlich von Punkt „X“ ist in einem nur wenige m großen Aufschluß (A 61) gut sichtbar, wie innerhalb kleinster Bereiche sich die Lithologie der Breccie ändern kann: im dm-Bereich von kalkiger Breccie mit groben Komponenten über Tilloid und Arkose-Breccie bis hin zu grobsandiger bis feinkiesiger Breccie, die dem groben Loftarsten ähnelt. Die Breccie (Probe 61/83) enthält *Pygodus anserinus* als jüngstes und *Prioniodus (Ba.) prevariabilis medius* als ältestes Element der Mischfauna.

Etwa 350 m nördlich von „X“ gibt es eine über fast 100 m Länge zu verfolgende Rippe von Orthocerenkalk, der etwa 30° in Richtung 10 einfällt und von Tilloid überlagert wird. Der Kalk stammt aus der unteren *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 108/83/b), während die Breccie *Eoplacognathus foliaceus* als jüngstes und *Amorphognathus variabilis* als ältestes Element enthält (Probe 108/83/a). Diese ESE–WNW streichende Rippe von Orthocerenkalk und Tilloid wird vermutlich von einer NNW–SSE verlaufenden Störung abgeschnitten; nordöstlich davon findet man nur reine Arkose-Breccie, bis etwa 500 m nordnordöstlich von „X“ flach nach Nordosten einfallender Orthocerenkalk aufgeschlossen ist (A 90). Diese Kalke der untersten *variabilis-ozarkodella*-Subzone scheinen auf Arkose-Breccie zu liegen, die weiter nordöstlich wieder auftaucht und auch morphologisch durch eine sumpfige Wiese gut zu erkennen ist. Die auflagernden Orthocerenkalke bilden am Rand der Wiese eine auffällige Kante.

Das Profil I–J schneidet im Südwesten ungefähr durch das Profil, das von Löfgren (1978) ausführlich beschrieben wurde. Die Breccie liegt hier auf Kalcken der *flabellum-parva*-Zone (Löfgren 1978), also auf höherem stratigraphischen Niveau als im Profil G–H. Sie enthält z.T. mehrere m große Schollen von Kristallin und Orthocerenkalk; kalkige Komponenten sind deutlich häufiger.

Die stratigraphische Position dieser Breccie war bisher unklar; Löfgren (1978) beschrieb eine Kalk-Schiefer-Wechselfolge als Hangendes, die sie in die *suecicus-sulcatus*-Subzone datierte. Da dies sogar noch älter als die Kullstaberg-Breccie war, wurde für diese Breccie der informelle Begriff Ängsbacken-Breccie eingeführt (Lindström *et al.* 1983). Zweifel an der Datierung der Breccie von Löfgren (1978) waren angebracht, weil die Breccie m-große, subvertikal angeordnete Schollen von rotem Orthocerenkalk in Lunne-Fazies enthält, die sich

erst im oberen Segerstad-Kalk, also der oberen *suecicus-sulcatus*-Subzone, ausgebildet. Bei der bisherigen Konzeption, die grobklastischen Gesteine als litorale Bildungen zu interpretieren, war es schlecht möglich, Kalk-Schiefer-Wechselfolgen als allochthone Schollen anzusehen (obwohl solche Komponenten, z.B. in A 53 an der Bahn, durchaus vorkommen), weil sie im halbverfestigten Zustand einen Transport durch fließendes Wasser nicht mitgemacht hätten, ohne zu zerfallen. Zudem kann die Größe mancher Komponenten im Aufschluß leicht dazu führen, daß man sie nicht als solche erkennt.

Die Matrix der Breccie enthält (Probe 105/83) als älteste Conodonten *Scalpellodus gracilis* und als jüngste *Eoplacognathus foliaceus*. Dies ist deutlich jünger als die Datierung von Löfgren (1978) und auch jünger als die Kullstaberger Breccie. Da die Breccie außerdem aus der Breccie weiter im Osten hervorzugehen scheint, die Conodonten des unteren Dalby enthält, wird sie nun ebenfalls als Lockne-Breccie angesprochen. Sie scheint nach Westen auszudünnen; der Anteil an Kristallin nimmt in dieser Richtung schnell ab.

Die Breccie ist eingefaltet in einen Muldenkern; auf dem Gipfel des Hügels fallen rote Kalke der unteren *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 106/83) in südliche Richtung ein. Somit kann man auch hier ein diskordantes Einschneiden der Breccie in die Unterlage in Richtung Süd konstatieren.

Weiter nordöstlich auf dem Profil I-J findet man einige kleinere Aufschlüsse, die eine enge Spezialverfaltung des Orthocerenkalks andeuten. Etwa 330 m nordwestlich von „X“ liegt in einer geologischen Mulde wieder Breccie aufgeschlossen (A 66). Die liegenden Kalke am Nordostschenkel der Mulde stammen aus der *suecicus-sulcatus*-Subzone und werden zunächst von knolliger, rein kalkiger Breccie überlagert, die über Tilloid in fast reine Arkose-Breccie überzugehen scheint. Die Tilloidbreccie lieferte eine Mischfauna mit *Eoplacognathus lindstroemi* als jüngstem und *Prioniodus (Ba.) prevariabilis medius* als ältestem Element (Probe 66/83). Am Südwestschenkel der Mulde gibt es einen ähnlichen Übergang von reiner Kalkbreccie zu Arkose-Breccie im Muldenkern.

Etwa 350 m nordnordwestlich von „X“ sind graue Orthocerenkalke aufgeschlossen (A 72), in deren Hangendem sich wiederum Breccie befindet. Die liegenden Kalke zeichnen sich dadurch aus, daß sie, in ansonsten gut gebankten und reinen Kalken, an einer Stelle einige 1–3 cm große, angulare Kristallinfragmente enthalten. Dieser Kalk stammt aus der *variabilis*-Zone (Probe 72/83).

Die Profillinie schneidet an der Straße nach Lappgrubban nordöstlich der oben erwähnten vermuteten Störung durch den Scheitel eines kleinen Sattels (A 85), an dem Töyen-Schiefer und Lanna-Kalk aufgeschlossen sind (Probe 85/83, etwa 420 m nördlich von „X“ genommen). Die Tilloidbreccie im Hangenden davon enthält *Pygodus anserinus* als jüngsten und *Microzarkodina ozarkodella* als ältesten Conodonten (Probe 82/83, etwa 550 m nördlich von „X“). Sie enthält aber östlich der Straße, wo sie in Arkose-Breccie übergeht, auch eine 50 cm große Stinkkalklinse mit *Agnostus pisiformis*. Diese Arkose-Breccie geht

am Nordwestrand der oben erwähnten sumpfigen Wiese in wenig brecciierten Granit über.

Im Nordosten des Profils K–L ist Orthocerenkalk aufgeschlossen, der anscheinend von Arkose-Breccie unterlagert wird (A 74). Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich läßt sich nicht sagen, ob dieser Kalk das Hangende der Breccie darstellt, oder ob es sich um eine große Komponente handelt. Die Arkose-Breccie hat hier aber keine so große Verbreitung wie in den südlicheren Teilen des Gebietes; vielmehr hat man eher den Eindruck, als sei das Gebiet hauptsächlich von Orthocerenkalk aufgebaut, in den eine kleinere Schüttung von Arkose-Breccie eingelagert ist. Die Kalke stammen (Probe 74/83) von der Grenze der *reclinatus*- und der *robustus*-Zone. Kalke diesen Niveaus sind aus dem zentralen Locknegebiet anstehend bisher nicht beschrieben worden (sie wurden aber z.B. auch am Profil A–B gefunden). Eine genauere Klärung der Verhältnisse war in diesem Bereich nicht möglich.

Im Profil M–N läßt sich die intensive Spezialverfaltung des Orthocerenkalke gut verfolgen. Etwa 550 m nordwestlich von „X“ (A 94) ist die Breccie schon ausgedünnt und enthält nur noch kalkige Komponenten. Sie liegt auf Kalken der *suecicus*-Zone (Probe 94/83/b) und enthält selbst nur Conodonten, die in der *suecicus*-Zone vorkommen (Probe 94/83/a). Die einzelnen Komponenten sind etwa 1–3 cm große Kalkknollen, aber auch 8–10 cm große Kalkfragmente kommen vor. Etwas nordwestlich dieses Aufschlusses gibt es aber auch in der Breccie Kalkschollen (A 101) von Metergröße aus der *foliaceus*-Subzone (Probe 101/83). Die Breccie läßt sich im Streichen gut verfolgen bis zur Typuslokalität der „Ängsbacken-Breccie“ etwa 700 m nordwestlich von „X“.

Dort (A 100) findet man im Liegenden Orthocerenkalk mit einigen mergeligen Zwischenlagen, etwas knollig, in etwa 5–10 cm dünnen Bänkchen. Sie enthalten eine Fauna der *flabellum parva*-Zone (Probe 100/83/c). Die Breccie liegt also ungefähr auf dem gleichen stratigraphischen Niveau wie weiter östlich in dem von Löfgren (1978) beschriebenen Profil. Sie ist mit etwa 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen und besteht aus durchschnittlich 3–5 cm großen, grauen und rötlichen Kalkkomponenten. Es kommen aber auch große Kalkschollen, z.T. in Lunne-Fazies und flach invers liegend, vor.

In der Matrix haben sich deutliche, gewellte Scherflächen ausgebildet. Das Streichen der Scherflächen und von großen plattigen Komponenten ist subparallel, allerdings fallen sie entgegengesetzt ein: während die steilen Flanken der Scherflächen nach Westnordwesten einfallen, fallen die Komponenten hauptsächlich nach Ostsüdosten ein. Trägt man die Pole der Schichtflächen der Komponenten und der Scherflächen in ein Schmidt'sches Netz ein, so bilden sie einen breiten Gürtel von Punkten (Abb. 33). Daher ist zu vermuten, daß die Scherflächen nicht tektonisch entstanden, sondern sedimentär angelegt sind und Aufschluß über die Bewegungsrichtung der Breccie geben können.

Während Hubert *et al.* (1977) fanden, daß wellige Scherflächen und die Orien-

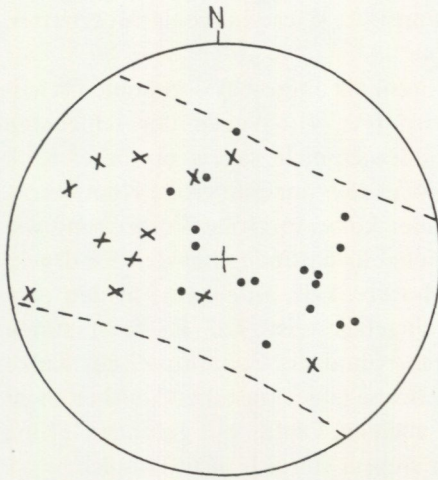


Abb. 33. Darstellung der Flächenpole von sedimentären Scherflächen (●) und plattiger Komponenten (X) in A 100 im Schmidt'schen Netz.

tierung plattiger Komponenten parallel orientiert waren (also die Bewegung nur an den Scherflächen stattfand, siehe z.B. auch die listrischen Scherflächen in A 10/79), muß im vorliegenden Fall eine Scherbewegung auch zwischen den deutlichen Scherflächen stattgefunden haben, die die großen Schollen rotierte, oder die Scherflächen haben als sedimentäre, antithetische Abschiebungen gewirkt und so eine Verstellung der Schollen erzeugt. In Abb. 33 ist deutlich eine WNW-ESE verlaufende Zone zu erkennen, die vermutlich die Bewegungsrichtung nachzeichnet; eine Angabe über den Bewegungssinn ist hieraus aber nicht möglich.

Die Breccie enthält im oberen Abschnitt (Probe 100/83/a) deutlich ältere Conodonten (z.B. *Amorphognathus variabilis*) als die unteren Abschnitte, die als ältestes Element *scalpellodus gracilis* und als jüngstes *Eoplacognathus foliaceus* lieferten (Probe 100/83/b); die großen Schollen der Lunne-Fazies finden sich auch nur in den unteren Abschnitten.

Das Gebiet östlich von Kloxåsen, bei Berget, wird ebenfalls aus hochliegendem kristallinem Grundgebirge aufgebaut. Es ist dies der westliche Teil eines sehr großen, nach Osten bis zum Locknesjön, nach Norden bis Tandsbyn reichenden Gebietes, in dem Grundgebirge mehr als 50 m über dem Niveau der Peneplain liegt. Im Djupdalen (A 55) spießt intakter Granit hervor, der nach oben in Arkose-Breccie übergeht, die dann fast das gesamte Gebiet bedeckt; sie enthält hier eckige Kristallinbruchstücke in einer sandigen Matrix.

Die Südflanke des Berges wird von Alaunschiefer aufgebaut. In Aufschluß 190/79 ist Töyen-Schiefer aufgeschlossen, der von polymikter Breccie überlagert wird. Die Kontaktfläche ist sehr unregelmäßig und 50 m lang aufgeschlossen. Stellenweise kommt in unmittelbarem, scharfem Kontakt über dem Schiefer Kristallin, z.B. metergroße Diabasstücke, in einer kalkigen Matrix mit eckigen

Kristallinfragmenten von bis zu 15 cm Größe vor. Es gibt auch wie eingewickelt aussehende, im weichen Zustand deformierte Schieferfetzen und Komponenten einer grobsandigen, kalkig zementierten Arkose vor. Die Matrix der Breccie lieferte eine Mischfauna mit *Paroistodus originalis* als ältestem und *Pygodus serra* als jüngstem Conodonten (Probe 190/79).

In einem temporären Aufschluß (A 728/79) in einer Baugrube etwa 100 m nordöstlich waren flachliegende, dunkelrote Kalke der *suecicus-sulcatus*-Subzone aufgeschlossen (Probe 728/79), die anscheinend direkt auf Arkose-Breccie liegen, die etwas weiter westlich aufgeschlossen war und Stinkkalklinsen mit Oleniden enthielt. Etwa 100 m weiter nördlich (A 57) wurde in gebankt aussehender Arkose-Breccie ein Bereich mit dunkelgrauer, z.T. bituminöser Matrix und kalkigen Komponenten gefunden, die (Probe 57/83) als jüngste Elemente *Panderosodus sulcatus* und *Eoplacognathus suecicus* enthalten.

In Aufschluß 763/79 liegt Orthocerenkalk direkt auf Arkose-Breccie. Dieser Kalk lieferte eine Conodontenfauna der *flabellum parva*-Zone (Probe 763/79) und ist vermutlich, obwohl mehrere m lang aufgeschlossen, eine Scholle in der Arkose-Breccie.

Nach Süden geht die Arkose-Breccie über Tilloid in reine Kalkbreccie über, die von nach Nordosten einfallendem Orthocerenkalk unterlagert wird.

ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IN KLOXÅSEN

Die Lockne-Breccie liegt diskordant auf kambrischen, unter- und mittelordovizischen Schichten; letztere reichen bis in den Furudal-Kalk hinein. Die „Ängsbacken-Breccie“ ist früher falsch datiert worden und ist tatsächlich Lockne-Breccie von Dalby-Alter. Die Lockne-Breccie schneidet sich östlich des westlichsten Hofes in Richtung Südost durch Orthocerenkalk und Tøyen-Schiefer bis auf das oberste Mittelkambrium ein. Entlang der Profillinie A–B schneidet sie sich in Richtung Südwest von Furudal-Kalken im Nordosten bis auf Tøyen-Schiefer und Kambrium ein, und an den Profillinien G–H und I–J liegt sie im Nordosten auf Kalken der *suecicus-sulcatus*-Subzone, im Südwesten dagegen auf Kalken der *originalis*- bzw. der *flabellum parva*-Zone. Je tiefer die Breccie stratigraphisch auflagert, desto mehr ältere Conodonten liefert häufig auch die Mischfauna. Wo sie auf Alaunschiefern liegt, enthält sie auch Alaunschiefer als Komponenten. Daher ist es wahrscheinlich, daß die Diskordanz durch Einschneiden der Breccie in die Unterlage, die in die Breccie mit aufgenommen worden ist, entstanden ist und nicht durch eine Erosion vor Ablagerung der Breccie.

Die Breccien sind anscheinend bei der Bewegung nicht intensiv durchmischt worden; dies zeigt sich z.B. an im Aufschlußbereich nebeneinander vorkommen-

den Lithologien von Arkose-Breccie, Tilloid und rein kalkiger Breccie. Der Kristallingehalt nimmt nach oben hin zu, was auch schon von anderen Lokalitäten beschrieben wurde (Larsson 1973). Entlang der Profillinie I-J deutet sich mehrfach (A 66, nordöstlich von A 85) eine vertikale „Abfolge“ an mit reiner Kalkbreccie an der Basis, dann Tilloid und dann Arkose-Breccie. Hier spiegelt sich vermutlich die Erosion immer tiefer liegender Bereiche wider. In Ängsbacken liegen die älteren Komponenten ebenfalls in den oberen Abschnitten; Stinkkalkkomponenten wurden nur in Bereichen mit sehr hohem Kristallinanteil gefunden.

Es gibt keine unmittelbaren Beweise dafür, daß wurzelndes Kristallin die Anhöhen bildet. Die einzige Ausnahme im Djupdalen (A 55) bildet den westlichen Abhang eines sehr großen Gebietes mit hochliegendem Kristallin und zeigt deutlich, daß wenig beanspruchtes Kristallin vertikal schnell in Arkose-Breccie übergehen kann. Ähnliches gilt auch für A 117 an der Profillinie C-D, allerdings ist hier der intakte Granit sehr viel kleiner und könnte auch eine einzelne Komponente in der Arkose-Breccie sein.

Die Lithologie der Lockne-Breccie ändert sich sehr schnell und ist stark von dem Vorhandensein von Arkose-Breccie in der Nähe abhängig. Von den beiden Gebieten aus, die hauptsächlich von Arkose-Breccie aufgebaut werden, nimmt der Anteil an Granitklasten in der Lockne-Breccie mit wachsender Entfernung rapide ab. Dies könnte einen Hinweis darauf geben, daß im Untergrund kristalline Hochs anstehen. Andererseits ist die Arkose-Breccie stellenweise eindeutig allochthon, was sich z.B. durch tonige Matrix, kalkige Komponenten, die erwähnten vertikalen Übergänge aus Tilloid und vor allem durch allseits unter die Arkose-Breccie einfallende Sedimentite ausdrückt. Arkose-Breccie bildet stellenweise eindeutig das Hangende von kambrischen, unter- und mittelordovizischen Sedimenten. Sie enthält an manchen Stellen Conodonten, die sie mit nicht älter als unteres Dalby einstufen, wird aber an anderen Stellen von Kalke des oberen Arenig und des Llanvirn überlagert. Eine Möglichkeit der Erklärung dieses Paradoxons ist, daß die auflagernden Kalke Gleitschollen in der Arkose-Breccie darstellen. Wenn große Schollen kohärenter Arkose-Breccie (ähnlich wie im Kristallinaufschluß bei Nordanbergberget, siehe Abschnitt S. 16 ff) samt auflagerndem Sediment abgeschert sind und auf verschiedenen stratigraphischen Niveaus zur Ablagerung gekommen sind, würde das sehr leicht das gefundene Bild in Kloxåsen erklären.

Wenn die Kalke autochthon auf der Arkose-Breccie liegen, muß es seit dem Kambrium ein Relief des Meeresbodens gegeben haben, wo in tieferliegenden Bereichen sedimentiert wurde, während höhergelegene Bereiche von Strömungen freigehalten oder durch einzelne kleinere Rutschungen von ihrer Sedimenthülle befreit wurden. Hinweise auf solche Vorgänge geben die auf verschiedenen stratigraphischen Niveaus im Orthocerenkalk gefundenen Klasten von Kristallin. Diese Möglichkeit erfordert aber ein sehr schnelles Auskeilen der Alaun-

WSW

ENE



Abb. 34. Sedimentäre Injektion von unterkambrischem Basiskonglomerat in mittelkambrische Alaunschiefer. Straßenböschung südlich von Berget (A 195/79).

schiefer westlich von Djupdalen, sodaß Orthocerenkalk direkt auf Arkose-Breccie sedimentiert werden konnte. Für ein solches häufiges Verzahnen von Arkose-Breccie und Normalsedimentation könnten im Untergrund vorhandene Kristallinschwellen verantwortlich sein. Da aber auch auf dem östlich von Djupdalen (heute) hochliegenden Kristallin kambrische und ordovizische Sedimente abgelagert wurden, verlangt diese Alternative außerdem noch eine differenzierte Bewegung einzelner kleiner tektonischer Schollen von Grundgebirge.

Die Umgebung von Berget ist ein gutes Beispiel dafür, daß altpaläozoische Sedimentite an einem Sockel von Grundgebirge auskeilen, während oben Orthocerenkalk direkt auf Arkose-Breccie liegt. Diese Schichtlücke ist jedoch vermutlich nicht durch eine erosive, präkambrische steile Topographie des Grundgebirges verursacht, sondern diese muß im Laufe des Paläozoikums entstanden oder überprägt worden sein, denn es gibt auf dem Kristallin hoch Breccie mit kambrischen Stinkkalkkomponenten (Lindström *et al.* 1983). In der Matrix der Arkose-Breccie wurden hier Conodonten des Volkhov und des Kunda gefunden, und sie enthält auch größere Schollen von Kalk aus dem obersten Volkhov; sie wird von Kalken der *suecicus-sulcatus*-Subzone überlagert. Während des Altpaläozoikums wurde also vermutlich auch auf den heute hochliegenden Gebieten sedimentiert. Die Schichtlücke ist wohl erst durch das Abrutschen der Sedimentite von dem Hoch herunter entstanden; wenn die Kalke der *suecicus-sulcatus*-Subzone autochthon auf der Arkose-Breccie liegen (es könnten ebenfalls Gleitschollen sein), könnten diese Kalke die Normalsedimentation nach dem Ereignis darstellen, die anderswo zur Bildung der Kullstaberg-Breccie geführt hat. Anzeichen von vorhandenem Relief und/oder tektonischer Unruhe gibt es bei Berget übrigens schon im Mittelkambrium, denn in A 195/79 gibt es eine in mittelkambrische Alaunschiefer von oben eingedrungene sedimentäre Injektion von unterkambrischem Basiskonglomerat (Abb. 34, Simon 1981).

DAS GEBIET UM SKUTETJÄRNE

Östlich und westlich des Skutetjärnen verläuft vermutlich entlang des Alderbäckens die Überschiebungsgrenze der Skute-Decke. Südlich dieser Linie ist Breccie, z.T. übergehend in Loftarsten, aufgeschlossen und wird von Dalby-Schichten überlagert. Im gesamten Gebiet zwischen Alderbäcken, Blektjärnen und Mitterstjärnen hat die Lockne-Breccie eine sehr weite Verbreitung, jedoch gibt es wegen der flachen Topographie nur wenige gute Aufschlüsse. Breccie in unterschiedlicher Lithologie kommt aber in kleineren Aufschlüssen vor; das Liegende ist in diesem Bereich nirgends sicher aufgeschlossen.

Entlang der Deckengrenze zwischen Skutetjärnen und Ol. Svenstjärnen überlagert Dalby-Kalk die polymikte Breccie. 200 m südöstlich von Ol. Svenstjärnen enthält sie Kristallin- und Kalkkomponenten von mehr als 40 cm Durchmesser; die Korngröße nimmt zum Hangenden hin, also nach Norden, ab (A 150). 700 m südöstlich von Ol. Svenstjärnen befindet sich leicht hügeliges Gebiet, das von der Morphologie her nahelegt, daß im Untergrund Kristallin ansteht. Es befindet sich am Südwestabhang des südlich von Ynntjärnen gelegenen Hochs von Arkose-Breccie und vermutlich auch wurzelndem Granit. In den tiefliegenden Bereichen, die nur spärlich bewachsen und sumpfig sind, findet man nur Aufschlüsse von Arkose-Breccie; die höhergelegenen Bereiche sind bewaldet und werden von Tilloiden und rein kalkigen Breccien aufgebaut. Möglicherweise befindet man sich hier in dem Gebiet, wo das kristalline Grundgebirge unter das Paläozoikum taucht, das aber auch nicht autochthon darauf liegt, sondern als abgerutschtes, brecciiertes Sediment den proximalsten Teil der Rutschung darstellt.

500 m westlich Skutetjärnen ist mehrfach Breccie mit etwa 20 % Anteil von Kristallinkomponenten aufgeschlossen (A 159), mit Korngrößen von 15–20 cm von Kristallin und 30–50 cm große Kalkkomponenten. Etwa 100 m weiter südlich ist die Breccie rein kalkig (A 160).

Am Südufer von Skutetjärnen sind die oberen Abschnitte der Breccie und ihr Übergang zu grobem Loftarsten aufgeschlossen (A 614/79, Abb. 35). Die Breccie lieferte hier eine Mischfauna mit u.a. *Amorphognatus tvaerensis* und *Eoplacognathus suecicus* (Simon 1981). In den unteren Abschnitten (Breccie) liegt die mittlere Korngröße bei 3–6 cm; der oberste Abschnitt (Loftarsten) liegt im Grobsandbereich. Auch in den sandigen Lagen gibt es einzelne, mehrere cm große Komponenten. 50 m südlich der Südostspitze von Skutetjärnen enthält der dort vorhandene Tilloid bereits sehr große Komponenten, u.a. auch eine 20 cm große, vermutlich oberkambrische Stinkkalklinse sowie Diabas- und Granitklasen (Abb. 36).

Tilloid mit Korngrößen zwischen 5 und 50 cm baut im Gebiet 500 m westlich von Lill-Skutetjärnen die Hügel auf, während man in den morphologisch tieferliegenden Bereichen (z.B. 100 m südöstlich, 120 m südlich und 340 m südsüdöst-



Abb. 35. Übergang von Lockne-Breccie in Loftarsten (A 614/79 am Südufer von Skutetjärnen; Länge des polierten Handstücks etwa 11 cm).

lich von Lill-Skutetjärnen) nur aus kalkigen Komponenten bestehende Breccie findet, die mit mehr als 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Sie enthält mehr als 50 cm große, z.T. dunkel rotbraune Orthocerenkalkkomponenten. Es scheint auch hier so zu sein, daß erst in den oberen Abschnitten kristalline Komponenten auftauchen und ihr Anteil nach oben zunimmt. So findet man in Aufschluß 63/79 Tilloid mit etwa 30 % Kristallinanteil. Neben Revsund-Granit und Åsby-Diabas kommen auch dunkle, bituminöse Schiefer, Rhyolithfragmente und stark vergrünte Vulkanitfragmente vor (Abb. 37). Die Matrix der Breccie enthält *Prioniodus variabilis* als jüngsten und *Drepanoistodus forceps* als ältesten Conodonten (Probe 63/79), d.h. die Mischfauna umfaßt eine Zeitspanne von älterem Caradoc bis zum mittleren Arenig.

Einen sehr großen und guten Aufschluß (A 45/79) findet man etwa 850 m südlich von Skutetjärnen; er ist bei Lindström *et al.* (1983, Pl. 1, Fig. 1) abgebildet. Hier ist über mehr als 50 m Länge in einer steilen Böschung Breccie mit besonders großen Komponenten aufgeschlossen. Im Westteil des Aufschlusses findet man oft Kristallinkomponenten von bis zu mehr als 2,5 m Größe und große, subvertikal angeordnete Kalkschollen, die anscheinend bevorzugt orientiert sind und zwischen Richtung Nordwest und Südwest einfallen. Eine Kalkscholle von grauem Orthocerenkalk in Lunne-Fazies lieferte eine Fauna der *suecicus-sulcatus*-Subzone (Probe 45/79/c). Auffällig war auch eine vertikal an-



Abb. 36. Tilloid mit einer vermutlich oberkambrischen Stinkkalklinse, vielen eckigen Komponenten von Revsund-Granit und von Diabas, z.B. in der Mitte des oberen Bildrandes (A 614/79, etwa 50 m südlich von Skutetjärnen).

geordnete Kalkscholle in Lunne-Fazies, deren Längsachse aber im Gegensatz zu den normalerweise vorkommenden Kalkschollen nicht parallel zur Schichtung, sondern senkrecht dazu angeordnet war. In diesem Bereich gibt es in der Breccie eine deutliche Parallelschichtung, zu der (Abb. 38) viele Gerölle in einem steilen Winkel liegen. Die Matrix der Breccie lieferte in den Proben 45/79/a und 45/79/b eine Mischfauna mit *Protopanderodus rectus* als ältestem und *Priodontus gerdae* als jüngstem Element. Der Anteil an Kristallinkomponenten nimmt nach Osten ab. Im östlichsten Teil des Aufschlusses findet man nur noch kalkige Komponenten. Hier gibt es (Abb. 39) größere Schichtpakete, die wie „aufgeblättert“ aussehen; die einzelnen Schichten stecken, umgeben von Matrix, ineinander. Eine besonders große Kalkscholle von vermutlich *suecicus-gracilis*-Alter (Simon 1981) sieht man im östlichsten Teil des Aufschlusses. Die Begrenzung der Scholle zur umgebenden Breccie ist sehr unregelmäßig; am Rand ist gut zu sehen, wie sich einzelne Schichten aus dem Verband lösen und mit einem schlierigen Gefüge in Breccie übergehen (Abb. 40). Auch innerhalb der Kalkscholle findet man Stellen, wo an mergeligen Zwischenlagen die Schichten offensichtlich auseinandergleiten und die entstehenden Zwischenräume mit

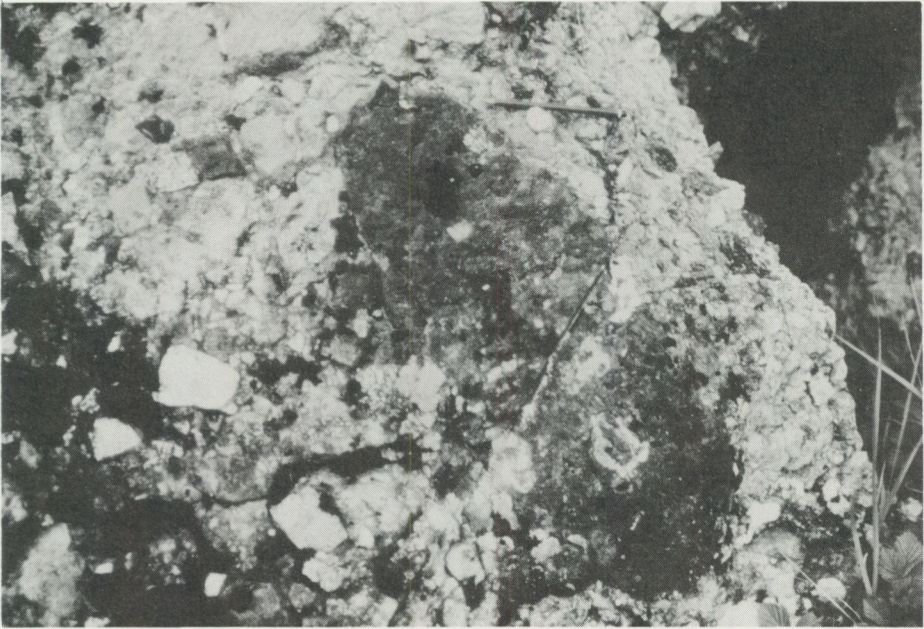


Abb. 37. Etwa 50 cm lange ovale Komponente eines vermutlich ehemals basischen Vulkanits in der Lockne-Breccie; die Komponente enthält einige kleinere Xenolithe (A 63/79, südlich von Skutetjärnen).

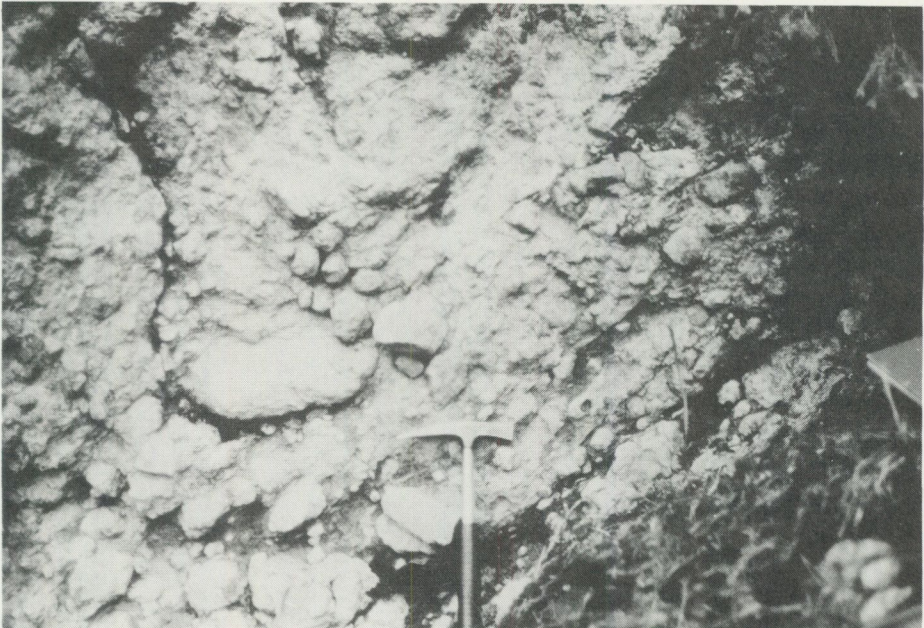


Abb. 38. Angedeutete Parallelschichtung in der Lockne-Breccie, durch Scherbewegungen innerhalb des Sediments entstanden. Große Kalkkomponenten liegen in einem deutlichen Winkel dazu (A 45/79).

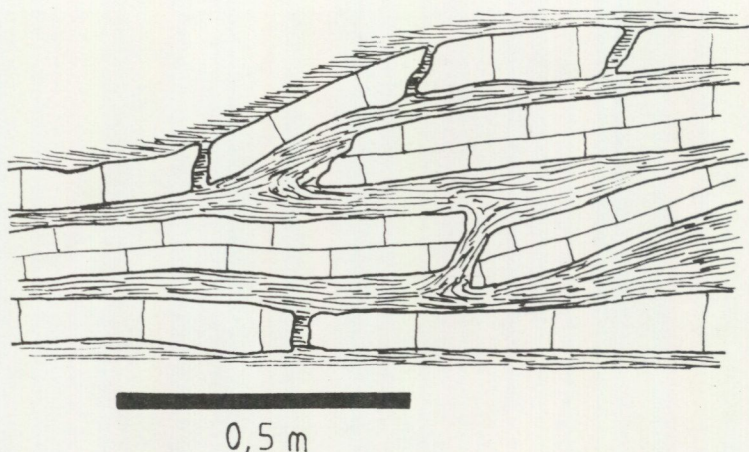


Abb. 39. Vermutlich sedimentär angelegtes Ineinanderschieben mit Schichtverdopplungen von einem Schichtpaket von Orthocerenkalk (A 45/79).

kalkiger, knolliger Breccie aufgefüllt werden. Auch eine innerhalb einer Bank endende, nach oben spitz zulaufende Spalte von 20 cm Länge und mit knolliger Matrix wurde beobachtet. Diese Beobachtungen zeigen, daß diese Scholle mit einem geschätzten Volumen von mindestens 300 m^3 sich zumindest ein kleines Stück weit bewegt haben muß. Unmittelbar im Kontakt zur Breccie hat sich vor dieser Kalkscholle eine kleine Stauchfalte gebildet, deren Achse etwa 20° nach 20 abtaucht und etwa parallel zur Grenzfläche von Kalk und Breccie verläuft. 10 m weiter nordwestlich davon gibt es eine zweite, fast isoklinale Stauchfalte, deren Faltenachse mit 40° nach 330 abtaucht. Beide stehen vermutlich mit der Bewegung der großen Kalkscholle in Verbindung.

Am Nordhang dieser von Lockne-Breccie aufgebauten Rippe findet man ebenfalls grobe Breccie mit bis zu 3 m großen Kalkschollen in Lunne-Fazies, aber auch metergroße Diabas- und Granitbruchstücke. Eine über mehrere m gut zu verfolgende Kalkbank (A 705) mit stromatolithischen Strukturen und vielen Endoceren, die möglicherweise das Liegende der Breccie darstellt, lieferte eine Fauna der *foliaceus*-Subzone (Probe 705/83).

Etwa 150 m nordöstlich von Blektjärnen befindet sich der einzige Aufschluß in diesem Gebiet, wo das Liegende sicher aufgeschlossen ist (A35/79). Breccie mit nur kalkigen, rötlichen und grauen Komponenten von cm- bis dm-Größe liegt hier auf Kalken der *serra*-Zone (Probe 35/79/a). Die Breccie scheint das Liegende bei der Bewegung ein wenig deformiert zu haben, denn es ist nur im Kontaktbereich flach mit einer SSE-NNW streichenden Faltenachse verfaultet. Die Breccie enthält eine Mischfauna mit *Eoplacognathus elongatus* als jüngstem und *Scolopodus rex* als ältestem Element (Probe 35/79/b).



Abb. 40. Auflösen des Schichtverbandes und schlieriges Übergehen in die Breccie am Top der großen Komponente ganz im Osten von A 45/79. (Die Schichten liegen in Wirklichkeit flacher als auf dem Foto; die Kamera mußte beim Fotografieren schräg gehalten werden).

BERGSBÖLE

Das Gebiet nördlich von Bergsböle, bei Hällnåset am Westufer des Locknesjön liegt auf der Ostflanke des Kristallinohochs, das östlich von Kloxåsen bei Berget beginnt. Die hier verbreiteten Breccien zeichnen sich durch besonders große Komponenten aus. Soweit man von hier aufgeschlossenem Loftarsten, Dalby-Kalk und Orthocerenkalk urteilen kann, liegen die Schichten im gesamten Gebiet relativ flach und nur leicht verfaltet. Trotzdem findet man häufig größere Aufschlüsse mit steilstehenden oder sogar mit flach invers liegenden Kalken. Stellenweise sind sie allseitig von knollig-kalkiger Breccie umgeben, sodaß kein Zweifel daran besteht, daß es sich um Komponenten der Breccie handelt, zumal sich solche Kalke nie im Streichen verfolgen lassen; z.T. wurden senkrecht aufeinander zustreichende, steil einfallende Kalke in unmittelbarer Nachbarschaft gefunden. Es lassen sich kaum Anzeichen einer größeren Tektonisierung finden.

Eine horizontal invers liegende Kalkscholle in Lunne-Fazies gibt es z.B. unmittelbar westlich der Straße von Loke nach Berge (A 175). Sie ist allseits von roter und grünlich grauer, knolliger Matrix umgeben, die eine spärliche Mischfauna mit *Eoplacognathus foliaceus* enthält (Probe 175/83). In der Matrix gibt

es auch einige kleinere Komponenten von rotem Kalk von einigen dm Größe. In unmittelbarer Umgebung der Kalkscholle fallen – z.T. von knolliger Matrix umgebene – Kalke z.B. 40° in Richtung 300, invers 33° in Richtung 146, 21° in Richtung 90, 52° in Richtung 356 ein.

Direkt an der Straße (A 164) ist ein etwa 6 m mächtiges Profil durch Orthocerenkalk aufgeschlossen, das von Larsson (1973) beschrieben wurde. Die ganze Abfolge gehört in den Segerstad-Kalk und besteht aus rötlich braunen, meist feinkörnigen Kalken. Etwa 1 m unterhalb des Tops des Profils gibt es eine polymikte Breccie mit grauen und roten Kalkkomponenten sowie Granit- und Diabasbruchstücken.

Sowohl das Hangende (Probe 164/83/b) als auch das Liegende (Probe 164/83/a) dieser Breccie können in die *suecicus-sulcatus*-Subzone datiert werden, was mit der Datierung von Larsson (1973) übereinstimmt. Er bezeichnete die Breccie als Kullstabergr-Konglomerat, das stratigraphisch innerhalb des Segerstad-Kalks liegt. Probe 164/83/c von der Breccie enthält neben *Scalpellodus gracilis* als ältestem Conodonten auch *Pygodus serra*, *Eoplacognathus foliaceus* und *Eoplacognathus reclinatus*, also sehr viel jüngere Conodonten als das Hangende. Da sich die Kalke im Streichen auch nicht verfolgen lassen, bleibt als einzige mögliche Erklärung, daß das gesamte Profil von 6 m Mächtigkeit Teil der Breccie, beim Transport etwas zerfallen und der entstehende Zwischenraum mit jüngerer Breccie aufgefüllt worden ist.

In diesem Bereich gibt es auch sehr große Diabas- und Granitbruchstücke, sowie selten auch Alaunschiefer- und Stinkkalkkomponenten. In Richtung Südwest folgen den Berg hinauf etwa 200 m lang immer wieder Aufschlüsse von polymikter Breccie, z.T. in Loftarsten übergehend und einzelne Orthocerenkalk-Aufschlüsse, deren Beziehung zur Breccie unklar ist, die aber vermutlich ebenfalls Komponenten der Breccie darstellen, da sie keiner durchhaltenden Richtung folgen. Etwa auf Höhe 375 m über Karten-Null kommt dann ein Wechsel in der Lithologie, und es ist nur noch Arkose-Breccie aufgeschlossen, die vermutlich auf wurzelndem Grundgebirge liegt. Der Abhang Richtung Locknesjön streicht NW-SE. Im Grenzbereich wechseln sich Bereiche mit rein kalkiger Breccie und Arkose-Breccie ab. In Aufschluß 172 gibt es, umgeben von roter, rein kalkiger Breccie, rötlich graue, fossilreiche Kalke in einer grünlichen Matrix, die deutliche Fließgefüge zeigt. Lateral gibt es einen Übergang über einzelne Komponenten mit gut korrespondierenden Korngrenzen in eine Wechselfolge von rötlich grauen Kalken und grünlichen Mergeln. Obwohl in unmittelbarer Nähe Arkose-Breccie ansteht, hat eine Durchmischung offensichtlich nicht stattgefunden.

Dennoch muß auch die Arkose-Breccie während der Dalby-Zeit zumindest stellenweise noch unverfestigt gewesen sein, denn in Aufschluß 168 wurde in ansonsten reiner Arkose-Breccie ein kalkiger Bereich gefunden, der neben *Scandodus brevibasis* als ältestem Conodonten (aus dem Volkhov) als jüngstes

Element *Eoplacognathus elongatus* enthält (Probe 168/83). Außerdem wurde ein kompletter, eingerollter *Asaphus* sp. gefunden. Auch an einer anderen Stelle (A 174) wurde ein kalkiger Bereich in Arkose-Breccie gefunden, der aber keine gut erhaltene Fauna erbrachte.

Zwischen Locknesjön und der Straße ist ein Profil durch Breccie und Loftarsten aufgeschlossen (A 170), die auf Kalken der *variabilis*-Zone liegen (Probe 170/83/a); diese Kalke sind in der sogenannten Flåsjö-Fazies (Löfgren 1978) ausgebildet. Darauf liegen, flach nach Südwesten einfallend, zunächst reine Kalkbreccie mit nach oben zunehmendem Kristallingehalt und einer Mächtigkeit von etwa 1 m, die gradiert in zunächst groben, dann auch mittelsandigen Loftarsten übergeht. Der Loftarsten ist in etwa 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Breccie enthält eine Mischfauna mit *Pygodus anserinus* als jüngstem und *Paltodus jemtlandicus* und *Scalpellodus gracilis* als ältesten Conodonten (Probe 170/83/b). Der Loftarsten wird seinerseits (nach etwa vertikal 0,5–1 m, die nicht aufgeschlossen sind und eventuell von Dalby-Schichten aufgebaut werden oder eine kleine Störung enthalten) scheinbar von Tilloid überlagert, mit Korngrößen bis etwa 7 cm und einem Kristallinanteil von etwa 20%. Diese Breccie hat nur eine schlecht erhaltene Fauna geliefert (Probe 170/83/k).

Im Südostbereich der „Zunge“, die die Breccie nordöstlich von Bergsböle bildet, gibt es einige Aufschlüsse von Tilloid, der Arkose-Breccie als mehr als 1 m große Komponenten enthält (A 180); diese erscheinen immer rundlich. Im Südosten grenzen Tilloid und rein kalkige Breccie in einem tiefen Tal aneinander. Der Nordwesthang des Tales wird, etwa 5–10 m hoch angeschnitten, von polymikter Breccie aufgebaut, während die Südostwand des Tales auf morphologisch gleicher Höhe von Arkose-Breccie aufgebaut wird; d.h., vermutlich hat hier die polymikte Breccie einen Teil der Breccie erodiert und in die Suspension mit aufgenommen. Man darf annehmen, daß die in dem Tilloid vorkommenden großen Komponenten von Arkose-Breccie als „starrer Pfropfen“ („Rigid Plug“, Middleton & Hampton 1976) transportiert wurden. Bei dem Tal handelt es sich um eine NE–SW streichende Rinnenstruktur, die bezeichnenderweise senkrecht auf den Verlauf des Rückens von Kristallin im Südwesten orientiert ist.

Einen Transport in Richtung Nordost deuten auch Schrägschichtungsblätter im Loftarsten an (A 166); Strömungstreifung im Loftarsten (A 165; Abb. 65) ist ebenfalls etwa NE–SW orientiert.

Die Lockne-Breccie enthält im Gebiet nördlich von Bergsböle viele große, plattige Kalkschollen, deren Flächenpole im Schmidt'schen Netz in Abb. 41 dargestellt sind. Eine Eintragung erfolgte nur, wenn durch den hangenden Loftarsten oder durch (seltene) Parallellamination der Breccie das Einfallen bestimmt werden konnte. Die Werte streuen sehr weit, allerdings ordnen auch sie sich in einer NE–SW verlaufenden Zone an, die in guter Übereinstimmung mit der oben genannten vermutlichen Schüttungsrichtung steht. Deutlich ist auch eine quer dazu verlaufende Achse zu erkennen. Diese Richtung könnte dadurch

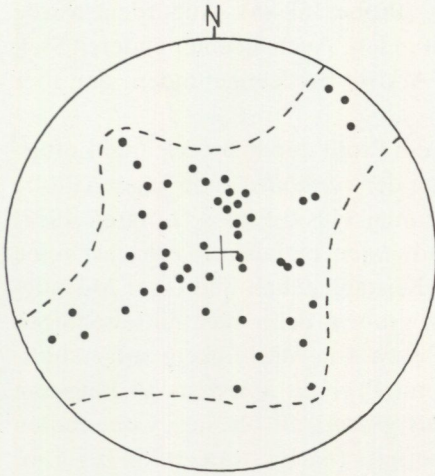


Abb. 41. Flächenpole plattiger Komponenten der Lockne-Breccie im Gebiet nördlich von Bergsböle im Schmidt'schen Netz.

entstanden sein, daß in einer hochviskosen Flüssigkeit auch Scherbewegungen parallel zur Bewegungsrichtung in unterschiedlich schnell fließenden Bereichen entstehen können, die zu einer Orientierung des Streichens plattiger Komponenten in dieser Richtung führen können.

Das Gebiet bei Bergsböle eignet sich auch besonders gut zum Studium des vertikalen Übergangs von Tilloid in Loftarsten. In vielen Fällen geht der Loftarsten gradiert aus der Breccie hervor; die Gradierung betrifft nur den groben Abschnitt des Korngrößenspektrums („Coarse Tail Grading“).

Die Tatsache, daß aus vermutlich hochviskosen Flüssigkeiten gradierte Ablagerungen hervorgegangen sind, zeigt, daß im Laufe der Bewegung eine Zumischung von Wasser stattgefunden hat, sodaß die Matrix große Komponenten nicht mehr tragen konnte und diese zu Boden sanken. Entsprechend findet man häufig auch korngestützte Gefüge.

In anderen Fällen wird aber Tilloid mit einem scharfen Kontakt von Loftarsten überlagert (A 166, Abb. 42). Aus der unregelmäßigen Oberfläche des Tilloids spießen große Komponenten vor, wie es für hochviskose Debris Flows typisch ist (Middleton & Hampton 1976). Diese Oberfläche könnte aber auch durch Erosion des Liegenden durch Turbulenzen vor Ablagerung des hangenden Loftarstens entstanden sein. Im Loftarsten findet man mehrere Schübe von Schüttungen, z.T. mit leicht erosiver Basis, angedeuteten nach NE einfallenden Schrägschichtungsstrukturen und schwach inverser Gradierung.

Ein ähnliches Bild zeigt Abb. 43 (A 166), allerdings ist hier die Erosion des Liegenden deutlich zu sehen. Der Loftarsten füllt gradiert eine Rinne in Tilloid auf, wobei die größten Komponenten nur in den tiefsten Teilen der Rinne zu finden sind. Typisch für den Loftarsten ist auch, daß in den feinkörnigen (grob-sandigen) Bereichen ab und zu mehrere cm große, einzelne Komponenten schwimmen.

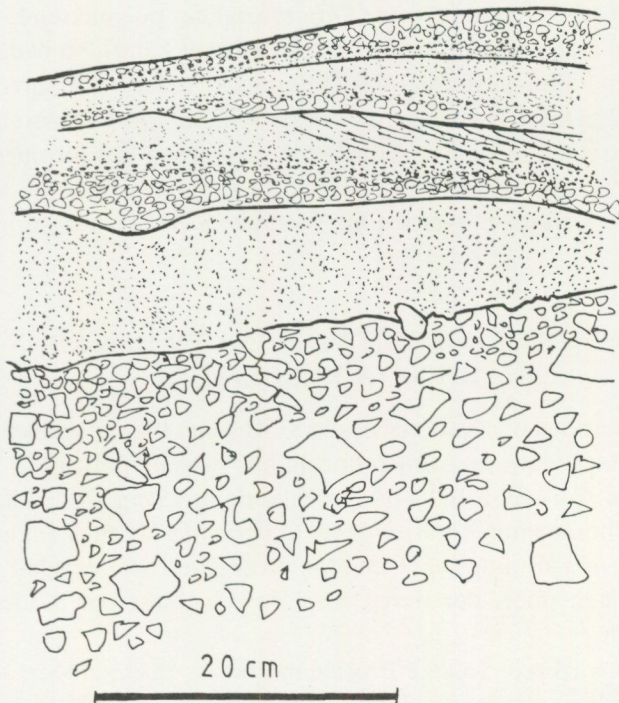


Abb. 42. Scharfer Kontakt zwischen Lockne-Breccie und teilweise gradiertem Loftarsten. Auffällig sind die aus der Oberfläche des Tilloids herausragenden großen Körner, unregelmäßige Schichtung, Schrägschichtungsstrukturen in der mittleren Schicht und inverse Gradierung in der obersten Schicht (A 166).

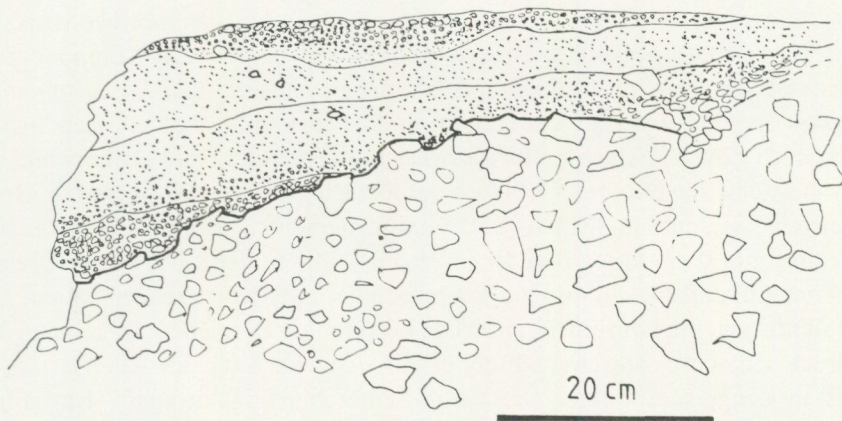


Abb. 43. Scharfer, erosiver Kontakt von gradiertem Loftarsten auf Lockne-Breccie. Auffällig sind die unregelmäßige Form der Schichten, einzelne große Klaster in sandiger Matrix und inverse Gradierung am Top (A 166).

Wenn der Loftarsten das feinere Differenziat der polymikten Lockne-Breccie darstellt (was man sehr oft im Aufschluß belegen kann), so bedeuten die hier beschriebenen Fälle, daß er hier das Differenziat anderer Rutschvorgänge gewesen sein muß. Das Überlagern mehrerer Schübe von Loftarsten aufeinander kann dagegen auch mit einer seitlichen Verlagerung des Stromes erklärt werden. Der Übergang von Lockne-Breccie in Loftarsten und die verschiedenen Strukturen im Loftarsten werden in Abschnitt S. 116 ff. ausführlich diskutiert.

WEITERE LOKALITÄTEN IN DER UMGEBUNG DES LOCKNEGEBIETES

Das Gebiet nördlich der Nationalstraße 81 ist generell sehr schlecht aufgeschlossen, doch findet man im Autochthon immer wieder polymikte Breccien und Loftarsten. In Aufschluß 162/a gibt es Tilloid mit 15 cm großen Komponenten, der eine Mischfauna mit *Amorphognathus variabilis* als ältestem und *Amorphognathus tvaerensis* als jüngstem Conodonten ergeben hat. Vertikal geht die Breccie in Loftarsten über, der durch die Überschiebung der Skute-Decke stark tektonisiert ist.

In A 162/b wird rein kalkige Breccie mit bis zu 15 cm großen Komponenten von Dalby-Kalken überlagert. Diese Breccie hat keine Conodontenfauna geliefert; in der schweren Fraktion waren bemerkenswerterweise viele Dolomitkristalle.

Grobklastische Ablagerungen und Loftarsten gibt es auch auf den höchsten Punkten des Lockne-Hochs. Man findet Loftarsten z.B. bei Kullsta, nördlich von Änge, morphologisch etwa 70 m höher als der hangende Dalby-Kalk von Loftarsten bei Lassbyn. Breccie und Loftarsten scheinen direkt auf Kristallin (bzw. Arkose-Breccie) zu liegen (A 45/83). In Aufschluß 48, nordwestlich von Änge, liegt grobe, polymikte Breccie mit etwa 20% kalkigen Komponenten, die eine Mischfauna mit *Scalpellodus gracilis* als ältestem und *Eoplacognathus elongatus* als jüngstem Element enthält. Südöstlich von Nyckelberg steht an der Straße nach Lövsåsen flach nach Nordwesten einfallender roter Orthocerenkalk an, während in den höheren Gebieten nordöstlich grobkörnige, polymikte Breccie ansteht. Sie enthält Diabas- und Granitfragmente, grünliche Schiefer und große, bis zu 60 cm lange und 10 cm dicke Kalkschollen, die, in der Breccie schwimmend, zerbrechen und gut korrespondierende Korngrenzen haben. Die Kristallinfragmente konzentrieren sich in bestimmten Bereichen, sodaß man den Eindruck schlechter Durchmischung erhält. Am Westufer des Allertjärnen ist auf 50 m Länge rein kalkige Breccie mit einer Mächtigkeit von 3–4 m aufgeschlossen, die bis 0,5 m große Schollen von dunkel rotbraunem Orthocerenkalk enthält (A 152).

Grobklastische Sedimente wurden sogar in Lövsåsen gefunden, das mit einer

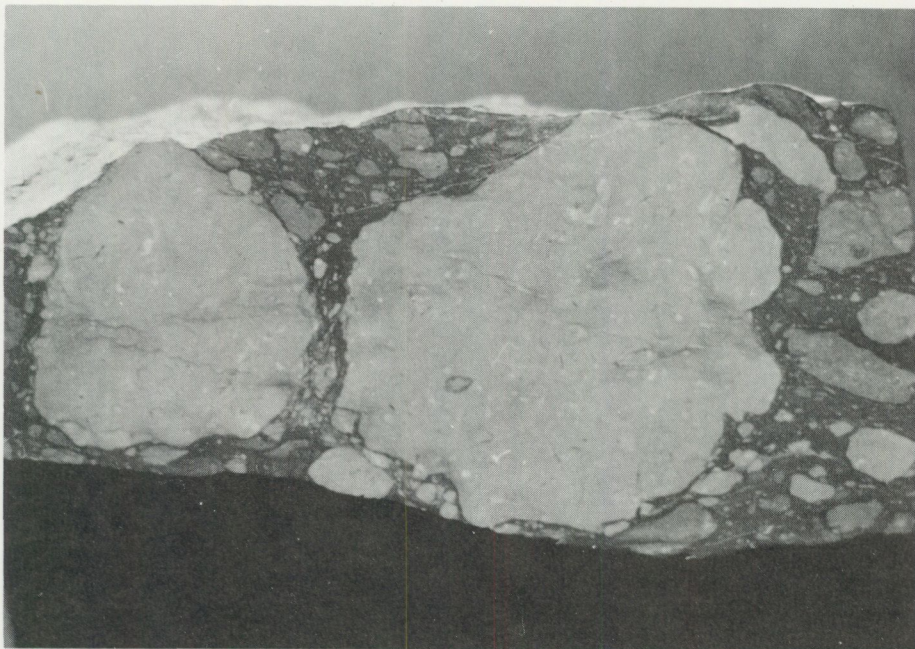


Abb. 44. Poliertes Handstück der Lockne-Breccie in Lövsåsen, mit einem schlierigen Gefüge der Matrix. Einige kleinere Kalkkomponenten sind weich deformiert worden, schwänzen aus oder sind verbogen. Die rechte große Komponente wird am Rand in Einzelteile zerlegt. Länge des Handstücks etwa 20 cm (A 158).

Höhe von über 450 m über Karten-Null einen der höchsten Punkte in der näheren und weiteren Umgebung im Autochthon markiert. In einem temporären Aufschluß (A 158) nordöstlich der Dorfstraße war Breccie mit sehr großen Komponenten aufgeschlossen. Die meisten Komponenten waren z.T. mehr als 10 cm große, hellgraue, etwas grünliche Kalzilutite mit einigen Schalenbruchstücken. Die Kalkkomponenten zeigen eine beginnende weitere Zerlegung in kleinere Fragmente mit gutem „Fitting“ und schwimmen in einer dunkelgrauen, tonigen Matrix mit einem schlierigen Gefüge. Einige Komponenten zeigen deutlich Deformation im weichen Zustand an (Abb. 44). Die Breccie enthält eine Mischfauna, die neben *Eoplacognathus elongatus* auch viel *Pygodus anserinus* enthält (Probe 158/83). Einige wenige kristalline Bruchstücke wurden als Komponenten gefunden, darunter eine mindestens 2 m lange und 80 cm breite Scholle von Åsby-Diabas. In anderen, kleineren Aufschlüssen in Lövsåsen enthält die Breccie bis zu 20 cm große Bruchstücke von Granit, Diabas und bituminösen Tonsteinen.

Obwohl Loftarsten in Lövsåsen anstehend nicht gefunden wurde, muß er doch im Untergrund vorhanden sein, denn Lesesteinhaufen bestehen z.T. zur Hälfte aus Loftarsten, und er ist auch viel als Baumaterial verwendet worden.

Thorslund (1940) beschreibt auch Aufschlüsse von Loftarsten und „Loftarsten-Konglomerat“ nordöstlich von Lövsåsen, die aber nicht mehr vorhanden sind, ebenso wie ein Aufschluß am Valbacken, etwa 2,5 km westlich des Ufers von Storsjön, wo Breccie mit Komponenten von mehr als 25 cm Größe von grauem Orthocerenkalk Granit, Diabas, Schiefer und Stinkkalk (mit u.a. *Peltura minor*) in einer Mächtigkeit von etwa 6 m aufgeschlossen gewesen ist (Thorslund 1940).

Am Westufer der „Bucht von Brunflo“ vom Storsjön ist bei Öd polymikte Breccie mit Schwarzschiefer-, Stinkkalk-, Granit- und Diabaskomponenten mit einer Mächtigkeit von 0,4–0,5 m aufgeschlossen gewesen, die direkt von Dalby-Kalk überlagert wurde; Loftarsten fehlte also (Thorslund 1940), und die Mächtigkeit der Breccie erscheint sehr reduziert. Andererseits findet man im Slandrom-Bach (A 187) auf Orthocerenkalk Dalby-Kalke, die von gradiertem Loftarsten, etwa 0,5 m mächtig, überlagert werden. Die Basis ist leicht erosiv; die oberen Abschnitte enthalten Glaukonit und Schrägschichtungsstrukturen. Das Liegende des Loftarstens enthält (Probe 187/83/a) *Amorphognathus tvaerensis* und *Prioniodus cf. gerdae* und ist von mittlerem Dalby-Alter.

AUFSCHLÜSSE ÖSTLICH VON STORSJÖN

Der Aufschluß Lunne (A 9) wurde detailliert von Larsson (1973) beschrieben. Er ist die Typuslokalität der Lunne-Fazies des mittellordovizischen Orthocerenkalks, in der stromatolithische Strukturen sehr häufig sind. Im oberen Abschnitt des Profils gibt es im Seby-Kalk Schichtflächen, die voll mit regellos verteilten Endoceraten sind. Über dem Seby-Kalk folgt etwa 1 m Folkeslunda-Kalk, auf dem polymikte Lockne-Breccie liegt (Larsson 1973). Diese enthält nach oben zunehmend kristalline Komponenten und Kalkschollen von mehr als 1 m Größe, die diskordant zur Schichtung einfallen. Die Breccie wird von Loftarsten überlagert (Larsson in Gee & Kumpulainen 1980), der zwar zur Zeit nicht aufgeschlossen ist, aber als Lesestein häufig vorkommt. Die Breccienmatrix lieferte eine Mischfauna mit *Scalpellodus gracilis* als ältestem und *Pygodus serra* als jüngstem Element (Probe 9/83/a). Eine metergroße Kalkkomponente (Probe 9/83/b) stammt aus der *reclinatus*-Subzone.

Die am weitesten nordwestlich gelegenen Aufschlüsse von Lockne-Breccie findet man in einem Eisenbahnanschnitt bei Torvalla. Diese Lokalität ist kurz bei Thorslund (1940) erwähnt und zeigt mit einer etwas erosiven Basis auf Orthocerenkalk liegende Breccie mit etwa 5–10 cm großen Komponenten von Granit, Diabas, Orthocerenkalk und kambrische Stinkkalklinsen, die nach Thorslund (1940) u.a. *Agnostus pisiformis* und *Parabolina spinulosa* enthalten. Die Breccie ist etwa 1,2 m mächtig und geht gradiert in Loftarsten über. Die Abfolge wird von Dalby-Kalken überlagert und ist durch nach Nordwesten einfallende

Aufschiebungen stark gestört. Ein etwas weniger gestörtes Profil gibt es in A 26, wo die Breccie Diabas- und Granitkomponenten und mehr als 20 cm große Kalkkomponenten enthält und sich besonders in den groben Abschnitten (ungefähr der untere m des 1,5 m mächtigen Profils) durch eine hellweiße, sparitische Matrix auszeichnet. Diese Sparite sind durch späte Umkristallisation einer kalzilutitischen Matrix entstanden. Die oberen 0,5 m des Profils werden von gradiertem Loftarsten gebildet. Dieser ist am Top fein parallel laminiert und pyritreich. Das Hangende und das Liegende sind nicht aufgeschlossen; der Aufschluß wird im Westen von einer Störung begrenzt, die 45° in Richtung 300 einfällt.

FLON - MÅLINGEN

Entlang des Westufers von Näckten ist in der Umgebung von Näcksta ein schmaler Streifen von autochthonen kambrischen Alaunschiefern aufgeschlossen. Südöstlich von Näcksta findet man auch ordovizische Gesteine. Etwa 1 km ost-südöstlich von Näcksta (A 27, Punkt „a“ auf der Karte, Abb. 45) findet man auf der Nordseite der Straße nach Målingen mittel- und oberkambrische Alaunschiefer, überlagert von unterordovizischen Gesteinen. Etwa 20 m weiter südöstlich sieht man im Straßenprofil, wie die unterordovizischen Kalke in den Alaunschiefer hinuntergefaltet werden und von knolligen bis brecciösen Kalken überlagert werden. Diese Kalke enthalten eine Fauna der *flabellum-parva*-Zone (Probe 27/83). 50 m südöstlich dieser Lokalität (A 28) werden die unterordovizischen Schichten von Breccie von vermutlich Dalby-Alter überlagert, die aber nur eine Mischfauna mit *Microzarkodina flabellum* als ältestem und *Protopanderodus graeai* als jüngstem Element enthält (Probe 28/83).

Bei Punkt „b“ sieht man, daß sich die Breccie offensichtlich in den umgebenden Orthocerenkalk eingeschnitten hat, der auf dem Hügel östlich der Straße ansteht. Der umgebende Kalk (Probe 32/83) hat oberarenigisches Alter (vermutlich *flabellum-parva*-Zone). Weiter in Richtung Målingen folgen mehrere Aufschlüsse von Alaunschiefer auf einem unregelmäßigen Relief von leicht brecciierter Grundgebirge. Im Alaunschiefer gibt es einzelne, große Blöcke von Granit mit 0,5 m Durchmesser, die zu der ansonsten sehr ruhigen Fazies der Schwarzschiefer kaum passen. Sie können nur durch ein auch schon im Kambrium vorhandenes, lokales, steiles Relief erklärt werden.

Bei Lokalität „c“ sollen Dalby-Schichten direkt auf präkambrischem Kristallin aufgeschlossen gewesen sein (Karis & Larsson 1982). Bei Punkt „d“, südöstlich von Högtjärnen, sieht man Loftarsten mit einer Mächtigkeit von etwa 1 m und deutlich gradiert auf Alaunschiefer und Stinkkalken liegen, die *Paradoxides* sp. enthalten. Der Loftarsten enthält sehr viele hellgraue, grünliche und schwarze Schieferkomponenten und wird von mergeligen Dalby-Schichten überlagert.

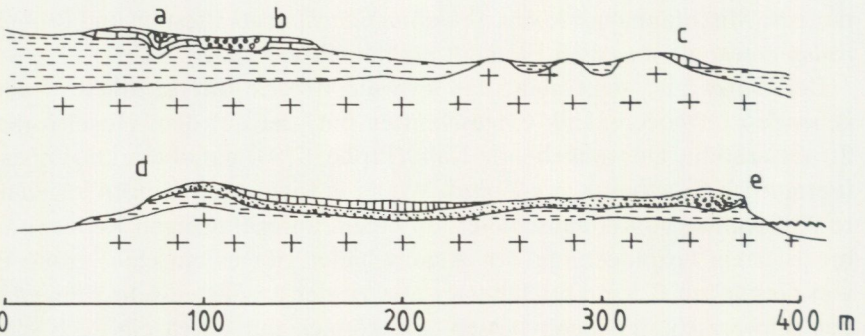
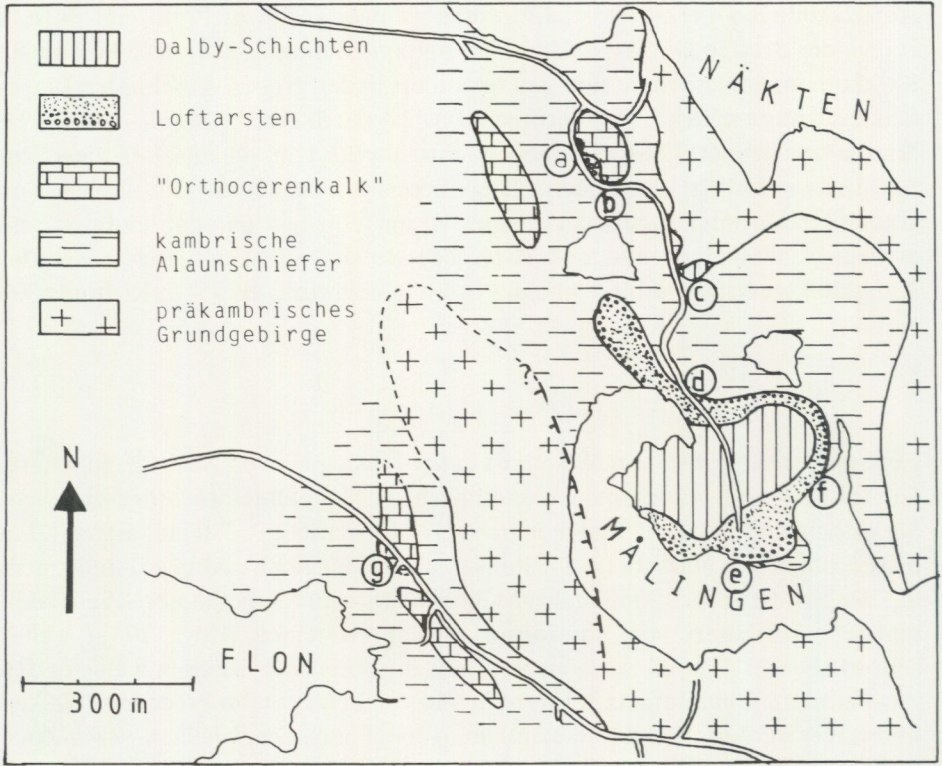


Abb. 45. Geologische Karte der Umgebung von Målingen. Mit einigen Veränderungen nach GEE & KUMPULAINEN (1980). Das Profil ist etwa dreifach vertikal überhöht.

Ganz ähnliche Verhältnisse findet man an der Südostspitze der Halbinsel Målingen vor (Punkt „e“). Hier liegt Loftarsten auf Alaunschiefern der *oelandicus*-Zone und wird von Dalby-Schichten überlagert, die z.B. unmittelbar westlich der Farm Målingen aufgeschlossen sind. Der Loftarsten ist etwa 2 m mächtig und deutlich gradiert. Die unteren Bereiche haben Komponenten bis 20 cm

Größe, während im obersten Abschnitt die Korngröße im Grobsandbereich liegt. Der Loftarsten ist auch lateral gradiert; die Korngröße nimmt nach Nordosten zusehends ab. Bei Punkt „f“ (A 35/83) steht feinsandiger Loftarsten an, stellenweise parallel laminiert, aber auch mit trogförmiger Schrägschichtung (Einfallen der Trogachse in Richtung Süd) und schwacher Wickelschichtung. Der Loftarsten besteht zu etwa der Hälfte aus schwarzgrauen und grünlichen Tonschieferkomponenten und aus grauen Kalkknollen. Die Schiefer sind oft im weichen Zustand deformiert worden. Im Loftarsten gibt es diskordant zur Schichtung nach Südwesten einfallende Scherflächen, deren Genese aber unklar ist.

In dem Profil entlang der Straße wird deutlich, daß die Lockne-Breccie diskordant (und erosiv?) auf den unterordovizischen und kambrischen Sedimenten liegt. Karis & Larsson (1982) schlossen hieraus, aus dem direkten Auflagern von Dalby-Schichten auf dem Kristallin und dem zweifellos vorhandenen Relief des Grundgebirges auf ein von Kambrium bis zu Mittelordovizium existierendes Schäreninselgebiet, in dem sowohl Sedimentation als auch Aufarbeitung von paläozoischen Sedimenten stattfand. Die genannten Verhältnisse können aber genauso gut durch die Erosion der Schichten durch die mittelordovizische Breccienbildung selbst erklärt werden. Die Komponenten von Breccie und Loftarsten sind deutlich stark lokal beeinflußt, sind bezeichnenderweise nicht korrodiert und repräsentieren die fehlenden unterordovizischen Schichtglieder. Stellenweise hat die Ausräumung bis auf das Basement gewirkt, sodaß später Dalby-Schichten direkt auf Kristallin abgelagert werden konnten.

Nordöstlich des Sees Flon ist bei Punkt „g“ (A 14) eine NW-SE verlaufende Rippe aufgeschlossen, die von Thorslund (1940) kurz erwähnt wurde und auch bei Jaanusson & Karis (1982) genannt wird. Hier werden Kalke der *originalis*-Zone (Probe 14/83/a) von einer rein kalkigen, polymikten Breccie überlagert, vermutlich von Dalby-Alter. Die Breccie enthält Komponenten von mehr als 0,5 m Größe; an einigen Stellen haben Komponenten gutes „Fitting“. Einige sind, unabhängig von der Korngröße, gut gerundet. Viele Komponenten haben einen rötlichen Saum von Hämatit; auch die Matrix ist stellenweise dunkelrotbraun, aber auch schwarzgraue Matrix kommt vor. Die Breccie lieferte eine Mischfauna mit *Protopanderodus parvibasis* als jüngstem und *Westergaardodina moessebergensis* als ältestem Element (Probe 14/83/b); d.h., Gesteine des Oberkambriums bis mindestens zum Kunda sind als Komponenten vertreten. In der Matrix findet man stellenweise häufig kleine artikulate Brachiopoden.

An der Straßenböschung sind dünne, knollige Horizonte innerhalb des Lanna-Kalks aufgeschlossen, die weitgehend schichtparallel verlaufen, aber stellenweise auch diskordant die Schichtung abschneiden und sogar kleine vertikale Spältchen auffüllen. Ähnliche Strukturen findet man auch in der südlich der Straße aufgeschlossenen Rippe von Orthocerenkalk. Am Eingang zum ehemaligen Steinbruch (Punkt „g“) liegt ein Schichtpaket von 3 m Länge und etwa 1 m

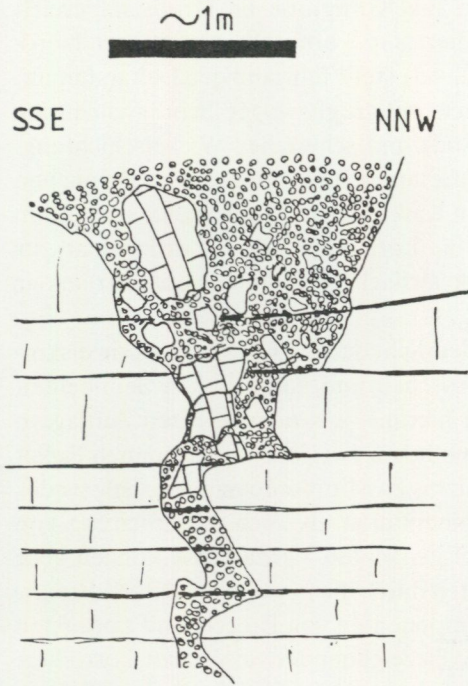


Abb. 46. Von überlagernder Breccie ausgehende Spaltenfüllung. Man sieht korrespondierende Spaltenwände im unteren Teil, in der Füllung durchgepauste Bankungsfugen und große, vertikal angeordnete Kalkschollen, die beginnende weitere Zerlegung zeigen.

Mächtigkeit schräg zum Einfallen des Liegenden und über interner, dünner Kalkbreccie. Während die unterlagernden Kalke flach liegen, zeigt es eine leichte Verbiegung der Schichtung und wird teilweise von knolliger Breccie umgeben.

Die Basis der Breccie ist diskordant zur Schichtung des Liegenden. Die Grenzfläche ist im dm-Bereich wellig und hat eine runde Morphologie. Von ihr gehen spitz nach unten zulaufende, mehrere m tiefe und oben etwa 1 m breite Spalten aus, die mit Breccie verfüllt sind (Abb. 46, Abb. 47). Obwohl die Spaltenwände oft subparallel zueinander verlaufen, sind sie an den Kanten doch gut gerundet. Große Komponenten der Spaltenfüllung sind deutlich parallel zu den Wänden orientiert und zeigen ein gerade beginnendes Zerlegen in kleinere Fragmente. Es deutet sich eine schwache, den Spaltenwänden parallel verlaufende Textur an. Diese Beobachtungen legen die Vermutung nahe, daß die Spalten in einem einzigen Vorgang schnell aufgefüllt wurden. Die Matrix der Breccie in den Spalten ist sehr tonreich (Matrixanteil schätzungsweise 30–50%). Die Bankung des umgebenden Gesteins geht durch die Füllung der Spalten hindurch; vermutlich hat entlang den Bankungsfugen später Drucklösung stattgefunden. Der ganze Aufschluß ist ein etwa 10 m im Durchmesser großer, runder Raum, der an den Wänden mit Schiefer ausgekleidet ist; die Bankung der umgebenden Kalke paust sich schwach durch. Dies ist ein Hinweis darauf, daß der gesamte Hohlraum, den der Aufschluß heute bildet, ursprünglich eventuell mit

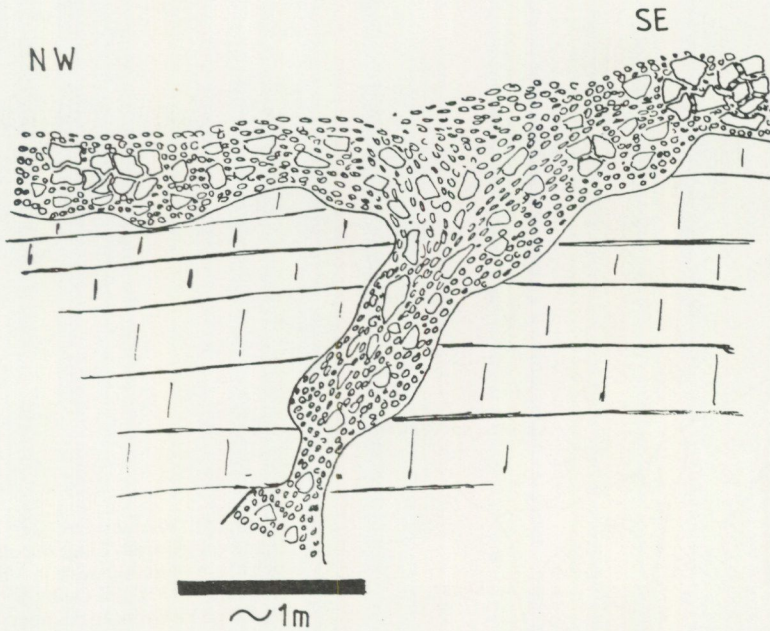


Abb. 47. Spaltenfüllung mit Breccie im Lanna-Kalk bei Flon. Auffällig sind die runde Morphologie des Kontakts und der Spaltenwände und die spaltenparallele Textur der Spaltenfüllung.

Breccie verfüllt gewesen ist. Die Form des Hohlraumes würde dann eher für eine Entstehung durch Lösungsvorgänge sprechen. Andererseits spricht die Kippung der Scholle am Eingang des Aufschlusses bei konkordanter Basis eher für ein Auseinandergleiten im halbverfestigten Zustand.

Bei Jaanusson & Karis (1982) ist von einem ähnlichen Aufschluß in der Nähe von Hackås die Rede, den ich aber nicht wiederfinden konnte.

ÅSARNA

In der Nähe von Åsarne gibt es mehrere Stellen, an denen Orthocerenkalk und Dalby-Schichten aufgeschlossen sind; fast überall wird diese autochthone Abfolge von überschobenem Vemdals-Quarzit des Unteren Allochthon abgeschnitten (Abb. 48). Eine Lokalität (A 184) liegt nordwestlich von Åsarne, östlich des Dorfes Storhallen. Hier liegt Lockne-Breccie mit Komponenten von bis zu 15 cm Größe von Granit, Diabas, grünlichgrauen Kalken und Schiefen auf Dalby-Schichten der *gerdae*-Subzone (Jaanusson *et al.* 1982). Die Breccie enthält (Probe 184/83/a) neben *Prioniodus gerdae* als jüngstem Element auch *Scalpellodus gracilis* als ältesten Conodonten. Thorslund (1940) fand in einer Stinkalkkomponente *Agnostus obesus* und *Olenus* sp. Die Breccie wird mit ei-

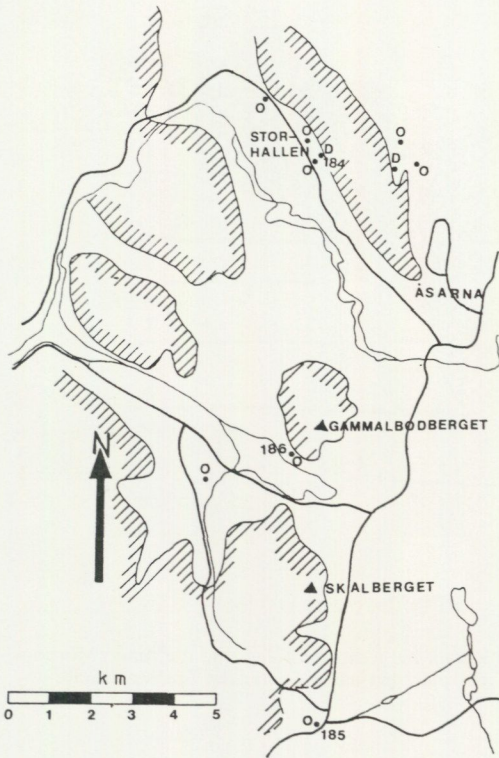


Abb. 48. Kartenskizze der Umgebung von Åsarna. Eingezeichnet sind wichtige Aufschlüsse von Orthocerenkalk („O“) und Dalby-Schichten („D“). Die Grenzen des überschobenen Vemdals-Quarzits sind schraffiert eingezeichnet. Die Nummern entsprechen den im Text genannten Aufschlüssen.

nem scharfen Kontakt von Loftarsten überlagert; während dessen unterer Abschnitt im Feinkies- bis Grobsandbereich liegt, geht er nach oben gradiert in Feinsand über (Abb. 63). Es gibt in den oberen Abschnitten eine Lage mit z.T. miteinander verbundenen, z.T. isolierten Linsen, die vermutlich frühdiagenetischen Ursprungs sind. Der untere Teil des Loftarstens ist parallel laminiert, während der obere trogförmige Schrägschichtung enthält, die einen Transport in Richtung West andeutet. Am Top der etwa 40 cm mächtigen Bank gibt es auch feinsandige, schräggeschichtete Lagen, die einen Transport nach Süd andeuten. Während die Schrägschichtung in den mittelsandigen Bereichen eventuell die Schüttungsrichtung des Loftarstens und somit ein Paläogefälle in westliche Richtung anzeigt, stellt die Schrägschichtung im feinsandigen Bereich vermutlich eher eine von der normalen Strömung (parallel zum Streichen des Gefälles, „Konturströmung“) beeinflusste Richtung dar.

6,5 km südsüdwestlich von Åsarna liegt der Berg Gammalbodberget. Diese Lokalität wurde von Thorslund (1940) kurz erwähnt; Larsson (1973) beschrieb detailliert ein Profil durch den Orthocerenkalk, das an der Südflanke des Berges aufgeschlossen ist (A 186). Der Orthocerenkalk reicht in einem vollständigen Profil bis in den Furudal-Kalk hinein. Es gibt anscheinend keine Kullstaber-

Breccie. Der Orthocerenkalk soll von 30 cm mächtiger Breccie und Loftarsten überlagert werden (Thorslund 1940). Diese Schichten sind heute nicht mehr aufgeschlossen; man findet lediglich kleinere Aufschlüsse von Dalby-Schichten auf dem Gipfel des Berges, unmittelbar unter dem überschobenen Vemdals-Quarzit.

Oppbodarna ist ein Straßenanschnitt an der Nordwestseite der Straße nach Klövsjö (A 185) und wurde von Larsson (1973) ausführlich beschrieben. Bisher nicht beschrieben ist allerdings das Vorkommen von polymikter Breccie. Im Nordostteil des Anschnittes gibt es 8–10 cm weit gebankte, dunkelgraue, bituminöse Kalke, die von der Basis der *variabilis-ozarkodella*-Subzone stammen (Probe 185/83/a). Etwa 2,8 m darüber enthalten sie in gleicher Lithologie eine Fauna der unteren *suecicus-gracilis*-Subzone (Probe 185/83/c). In diesen Kalken gibt es Spaltenfüllungen mit dunkler, braungrauer, rein kalkiger Breccie. Die größten Komponenten sind etwa 10–15 cm groß und angular. Stellenweise ist die Matrix sparitisch umkristallisiert. Die Breccie enthält eine Mischfauna mit *Eoplacognathus suecicus* und *Panderodus sulcatus*, ist also deutlich jünger als das umgebende Gestein. Da die Spalte, ebenso wie der Straßenanschnitt, etwa 35/215 streicht, findet man nur hier und da Reste der Spaltenfüllung an dem umgebenden Gestein kleben. Oben auf dem Orthocerenkalk liegende Breccie konnte nicht gefunden werden.

DER LOFTARSTEN

EINLEITUNG

Die Lockne-Breccie geht sowohl vertikal als auch horizontal in ein Loftarsten genanntes, grauwackenähnliches Gestein über. Obwohl manchmal eine scharfe Grenze zwischen Breccie und Loftarsten zu finden ist, ist häufig auch ein kontinuierlicher Übergang zu beobachten. Der Hauptunterschied der grobkörnigen Abschnitte des Loftarstens zur Lockne-Breccie besteht in seiner wesentlich besseren Klassierung, obwohl er immer noch schlecht klassiert ist. In den unteren Abschnitten ist er generell massig und dickbankig; die oberen Abschnitte sind gut gebankt mit Bankmächtigkeiten zwischen 20 cm und 1,2 m. Die größte beobachtete Gesamtmächtigkeit betrug bei Grubban (A 12), wo Loftarsten diskordant auf dem unregelmäßigen Relief des kristallinen Untergrundes auflagert, ungefähr 12 m. Sowohl die Korngröße als auch die Gesamtmächtigkeit nehmen vom Kristallin weg ab. Die geringsten Gesamtmächtigkeiten wurden im Eisenbahnprofil bei Torvallå (1,2 m), im Profil im Slandrom-Bach (etwa 0,5 m) und bei Storhallen beobachtet, wo Loftarsten in einer einzigen Bank von 40 cm Mächtigkeit vorkommt.

Typischer Loftarsten kommt weitverbreitet im Arbeitsgebiet vor: Das nordwestlichste Vorkommen liegt im Eisenbahnprofil von Torvallå, als Lesestein

wurde er in Lunne gefunden, wurde dort aber auch schon anstehend beschrieben (Larsson in Gee & Kumpulainen, 1980). Sehr viele Gerölle von grobem und von feinem Loftarsten gibt es auch entlang dem östlichen Ufer von Locknesjön in der Nähe von Haga, sodaß auch hier Vorkommen vermutet werden können (Thorslund 1940). Er kommt im gesamten Locknegebiet vor, im Westen bis unmittelbar vor der Skute-Decke. In nördlicher Richtung erstrecken sich Vorkommen auch auf dem Kristallinhoch zwischen Änge und Lövsåsen. In Lövsåsen kommen heute nur noch zahlreiche Lesesteine vor, aber Thorslund (1940) beschreibt auch Aufschlüsse von Breccie mit überlagerndem Loftarsten bei Vamleje, etwas nordöstlich von Lövsåsen, die auf Orthocerenkalk liegen. Weiter im Süden gibt es einige Restvorkommen von Loftarsten, so z.B. bei Hackås (Målingen) und im Gebiet von Åsarne.

Auffällig ist, daß typischer Loftarsten im Gebiet südlich der Kristallinschwelle die sich von Bergsböle nach Nordwesten über Tandsbyn bis nach Skutetjärnen erstreckt, nicht vorkommt.

Typischer Loftarsten ist ein massiger, gut gebankter, harter Kalksandstein, im frischen Zustand von dunkelgrauer Farbe. Er hat eine Verwitterungsoberfläche von gelblich brauner Farbe mit dunklen Flecken, die durch Tonschieferfragmente erzeugt werden; er ist im Gelände immer leicht zu erkennen. Seine Zusammensetzung ähnelt der der unterlagernden Breccie. Er liegt auf Schichten aller stratigraphischen Niveaus, angefangen von Kristallin bis hin zu Dalby-Kalk (im Slandrom-Profil, Conodontenprobe 187/83). Nur selten findet man Sedimentstrukturen; sie werden weiter unten beschrieben (Abschnitt S. 100 ff.).

ZUSAMMENSETZUNG

Der Loftarsten besteht aus dem feinen Differentiat der Breccien. Generell sind fast alle kristallinen Körner angular bis kantengerundet. Nur äußerst selten findet man angerundete bis gut gerundete Körner. Die Matrix ist kalkig-tonig. Obwohl der Loftarsten in seinem Hauptverbreitungsgebiet im Lockne-Feld überall eine ähnliche Zusammensetzung hat, lassen sich deutliche regionale Unterschiede feststellen. So bestehen z.B. im Torvalla-Profil die Gesteinsbruchstücke zu einem großen Teil aus Diabasbruchstücken, während diese im Locknegebiet nur eine untergeordnete Rolle spielen. In Målingen besteht er nur zu einem sehr geringen Teil aus kristallinen Fragmenten, sondern hauptsächlich aus Komponenten von Alaunschiefern und Töyen-Schiefern. Da hier Breccie und Loftarsten diskordant auf Kambrium und Unterordovizium lagern, zeigt sich deutlich ein lokaler Charakter des Sediments.

Das Sediment ist generell korngestützt. Die Kornkontakte sind meist punktförmig, es kommen aber auch flächenhafte Kontakte vor. Deutliche Drucklösungserscheinungen findet man regelmäßig zwischen Komponenten verschiede-

ner Drucklöslichkeit, z.B. zwischen Kristallin- und Karbonatkomponenten. Die Karbonatkomponenten sind oft durch Drucklösung verrundet, was sich durch Flaserzonen und durch um die Komponenten liegende Tonsäume ausdrückt. Suturierte Korngrenzen oder andere Drucklösungserscheinungen zwischen kristallinen Komponenten kommen nicht vor, was auf geringe Belastung durch tektonischen oder Kompaktionsdruck hinweist.

Eine genaue Untersuchung der vertikalen und horizontalen Änderung des Modalbestandes im gesamten Arbeitsgebiet war aus zeitlichen Gründen nicht möglich. Um allerdings eine genauere petrographische Beschreibung vornehmen zu können, wurden exemplarisch 4 Profile untersucht. Die Profile 170 und 171 liegen bei Hällnåset, wobei Profil 170 dichter am Kristallin liegt und eher etwas größere Komponenten enthält als Profil 171. Das Profil 12 liegt unmittelbar am Kristallinloch bei Grubban, während Profil 134 an der Straße nördlich Grubban liegt und deutlich feinkörniger ist.

Pro Schliff wurden zwischen 250 und 350 Körner im Punktzählverfahren ausgewertet. Die Korngröße der Proben wurde anhand von Vergleichsbildern abgeschätzt, sowohl durch Vergleich an Dünnschliffen als auch an Handstücken. Beide Verfahren ergaben die gleichen, reproduzierbaren Ergebnisse. Auf eine Bestimmung der Korngröße durch Punktzählverfahren wurde verzichtet, weil es einerseits sehr zeitaufwendig ist, andererseits im vorliegenden Fall sehr ungenau sein würde, da Schnitteffekte immer falsche Korngrößen vorspiegeln. Zwar gibt es mathematische Verfahren, diesen Fehler zu korrigieren (Friedman 1953, Müller 1964), diese setzen aber als Modell kugelige Komponenten voraus, die im Loftarsten nachgewiesenermaßen nicht vorhanden sind (siehe Abschnitt S. 112 ff.).

Die Ergebnisse der Untersuchung zeigen die Abb. 49 bis Abb. 53. Es ist deutlich, daß die Gesteine der verschiedenen Profile eine durchaus ähnliche Zusammensetzung aufweisen, die sich allerdings mit der Korngröße ändert. Nach der Definition von Füchtbauer & Müller (1977) würde man den Loftarsten eine Grauwacke, nach der von Pettijohn *et al.* (1973) eine „tuffaceous lithic graywacke“ nennen.

Die Abb. 53a bis f zeigen aus den relativen Häufigkeiten verschiedener Komponenten aller Profile erstellte Diagramme, die gut die Korngrößenabhängigkeit der Zusammensetzung dokumentieren. So ist z.B. eine deutliche Abnahme des Anteils an Karbonatklasten bei feiner werdendem Sediment festzustellen, während der Anteil der kalkig-tonigen Matrix zunächst langsam, dann aber deutlich ansteigt. Die als Einzelkörner vorkommenden Fossilbruchstücke (zu etwa 2/3 aus Echinodermen, zu 1/3 aus Trilobiten und Brachiopoden bestehend) sind deutlich im Feinsandbereich angereichert. Eine – zu erwartende – Abnahme kristalliner Gesteinsbruchstücke zugunsten einzelner Körner von Quarz und Feldspat bei abnehmender Korngröße läßt sich ebenfalls nachweisen. Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat beträgt in den grobsandigen bis feinkiesigen

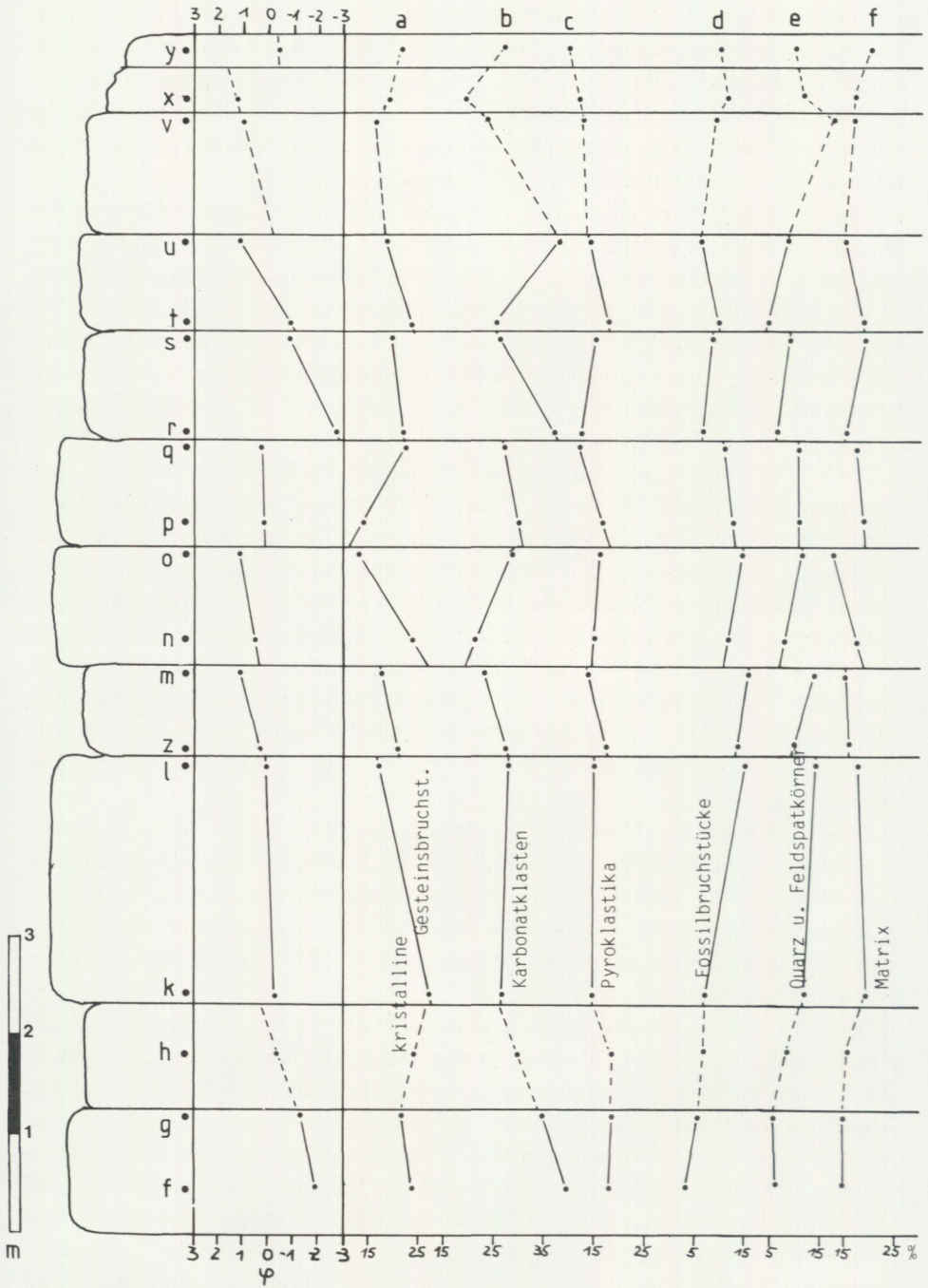


Abb. 49. Korngröße und Zusammensetzung des Loftarstons im Profil 12.

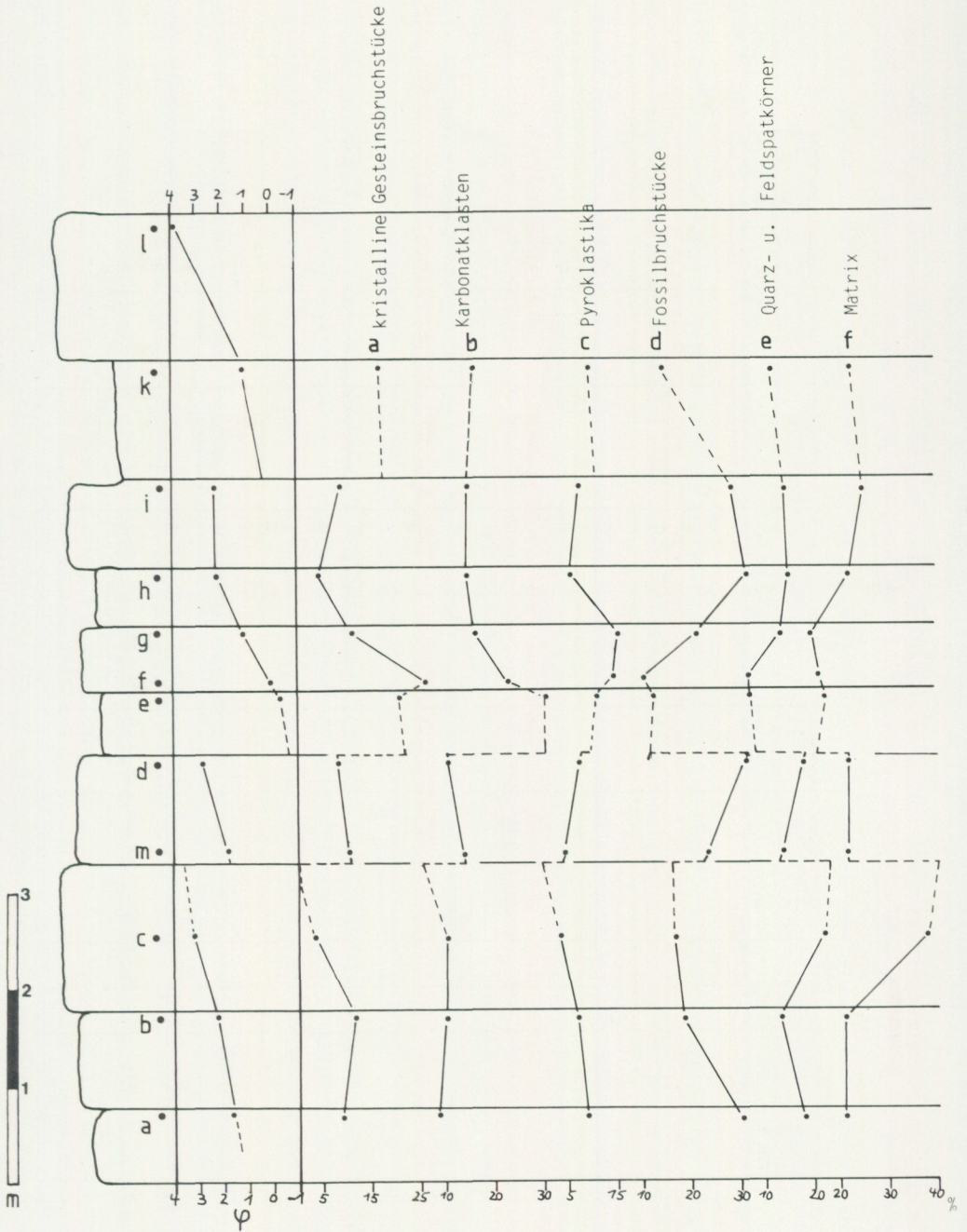


Abb. 50. Korngröße und Zusammensetzung des Loftarstens im Profil 134.

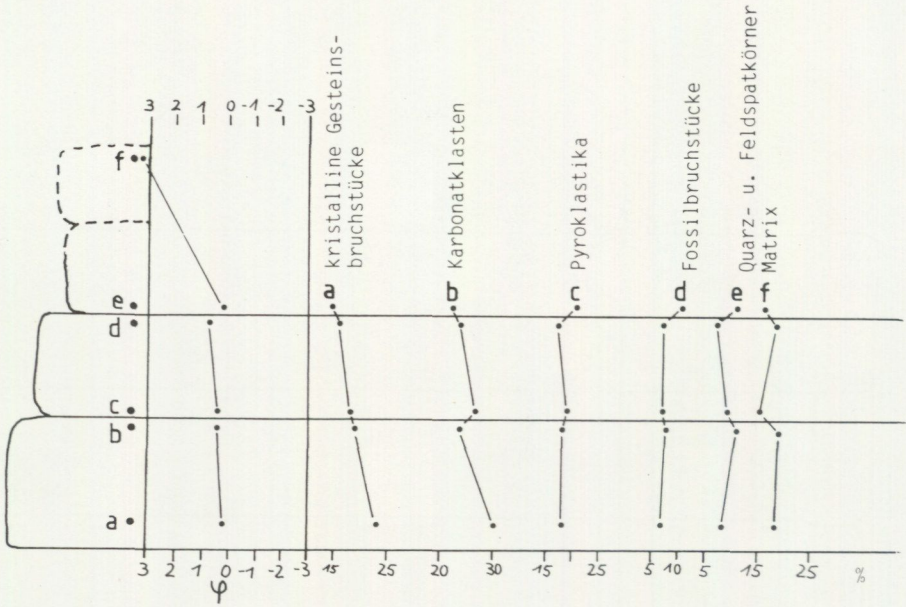


Abb. 51. Korngröße und Zusammensetzung des Loftarstens im Profil 171.

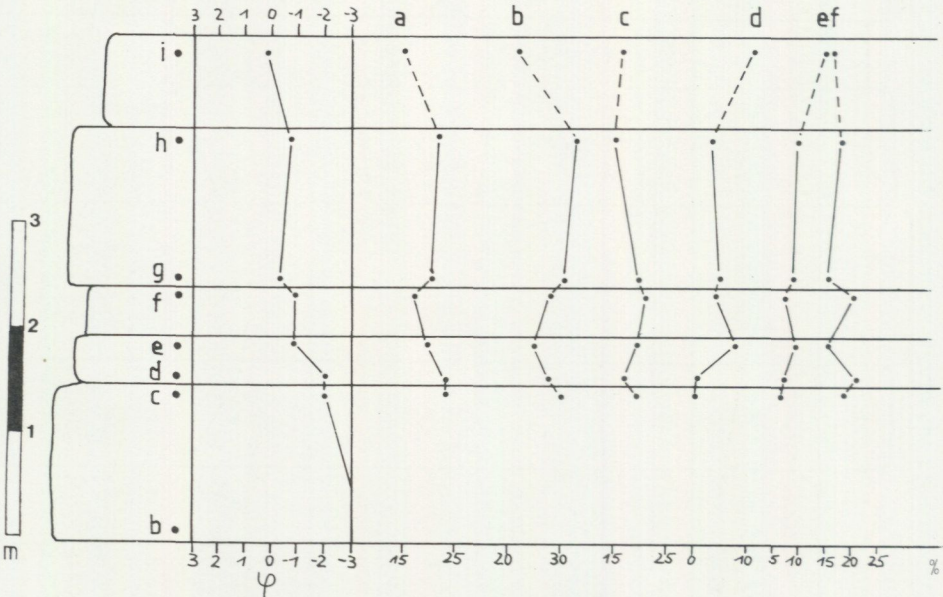


Abb. 52. Korngröße und Zusammensetzung des Loftarstens im Profil 170.

Proben etwa 1:8, in den mittelsandigen etwa 1:5 und in den feinsandigen Proben etwa 1:1,5. Hierin spiegelt sich wider, daß die Feldspäte im vermutlich als Liefergestein dienenden Revsund-Granit viel größer sind als die Quarze.

Als kristalline Gesteinsbruchstücke wurden nach Füchtbauer & Müller (1977) solche Komponenten angesprochen, die mehr als 3 nicht verzwilligte Minerale der gleichen Art oder 2 verschiedene Mineralien enthalten. Polykristalline Quarze wurden als „Quarzit“ zusammengefaßt. Der weitaus größte Teil der kristallinen Gesteinsbruchstücke besteht aus granitoiden Komponenten oder Diabas-Komponenten. Das Verhältnis Diabas-Granit liegt zwischen 1:2 und 1:10, zeigt aber keine Trends, ausgenommen, daß die Profile bei Lappgrubban etwas mehr Diabas enthalten als die bei Hällnäset. „Quarzite“ und Gneisse spielen generell nur eine untergeordnete Rolle.

Der Loftarsten enthält auch bis zu 20 % Pyroklastika. Stellenweise war es sehr schwierig bis unmöglich, chloritisierte und chertifizierte vermutliche Pyroklastika von möglicherweise genetisch anderen Fragmenten zu unterscheiden. So sind z.B. einige Proben der Arkose-Breccie im Dünnschliff kaum von den Pyroklastika zu unterscheiden. Die Werte für Pyroklastika mögen also etwas zu hoch angegeben sein, allerdings nur in geringem Umfang, da meistens verfüllte Blasen in den Komponenten eine eindeutige Bestimmung ermöglichten. Die Pyroklastika zeigen eine breite Verteilungskurve, mit abnehmenden Gehalten sowohl bei den feinen als auch bei den sehr groben Fraktionen.

Nicht dargestellt sind die nur untergeordnet vorkommenden Komponenten von detritischem Biotit, Chlorit, Tonschieferkomponenten, Loftarstenbruchstücken, sowie unbestimmbare Komponenten und Sparitkomponenten, deren genetische Herkunft nicht mehr zu erkennen war. Die Summe dieser Komponenten liegt in allen Schliffen unter 10 %.

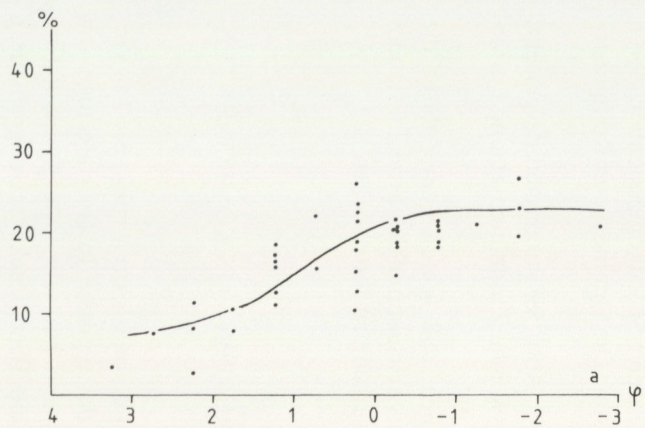
Die idealisierten Verteilungskurven sind in Abb. 53f zusammen dargestellt; aus diesem Diagramm ist schnell abzulesen, welche Zusammensetzung Loftarsten einer bestimmten Korngröße ungefähr hat.

Die Untersuchung zeigt schließlich deutlich, daß – außer einer durch die Gradierung des Sediments hervorgerufenen Verschiebung des Modalbestandes – keine vertikale Änderung der Zusammensetzung zu festzustellen ist.

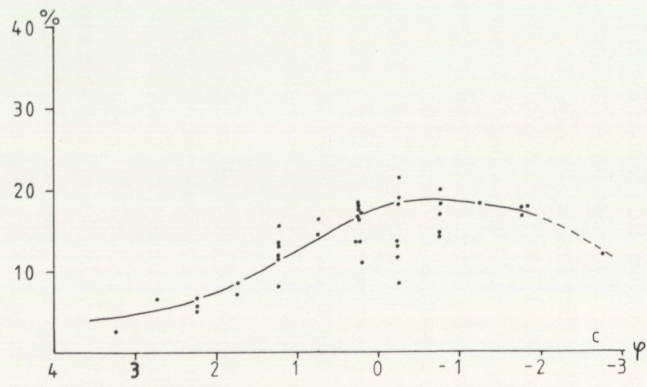
BESCHREIBUNG DER EINZELNEN GRUPPEN VON KOMPONENTEN

DIABASE

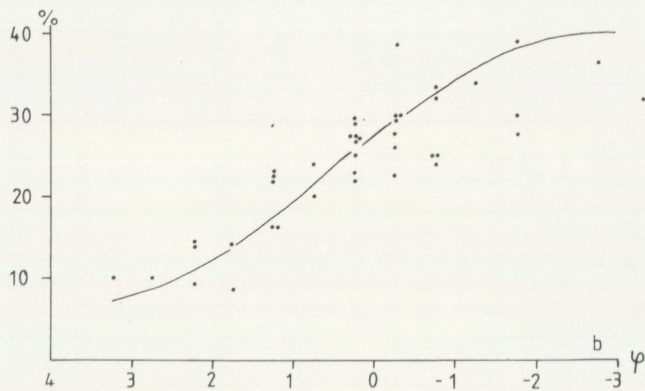
Diabase kommen mit relativen Anteilen am Gesamtgestein von 0 bis 7 % vor, durchschnittlich mit etwa 3 %. Sie zeigen das typische Intersertalgefüge von polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen und nur sehr untergeordnet Einsprenglinge von Kalifeldspat. Meist sind die Bruchstücke recht grobkörnig



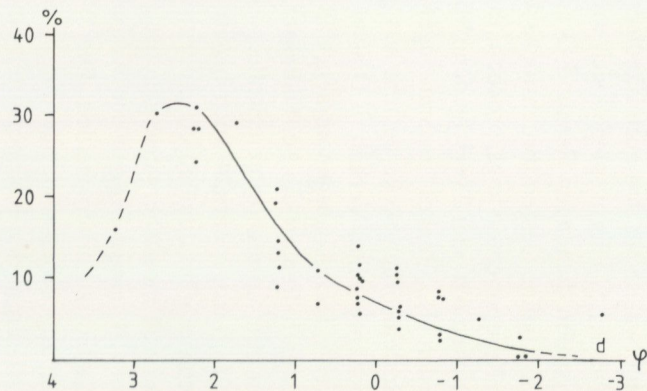
a: Kristalline Gesteinsbruchstücke



c: Pyroklastika



b: Karbonatklasten



d: Fossilbruchstücke

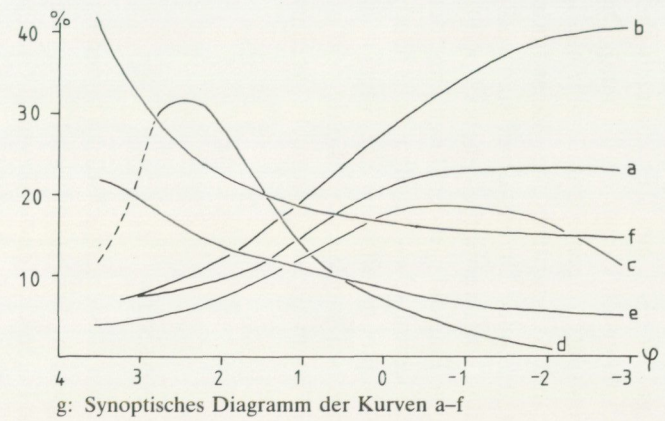
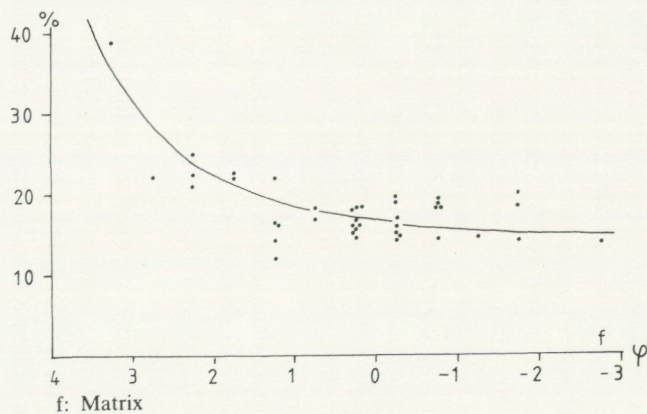
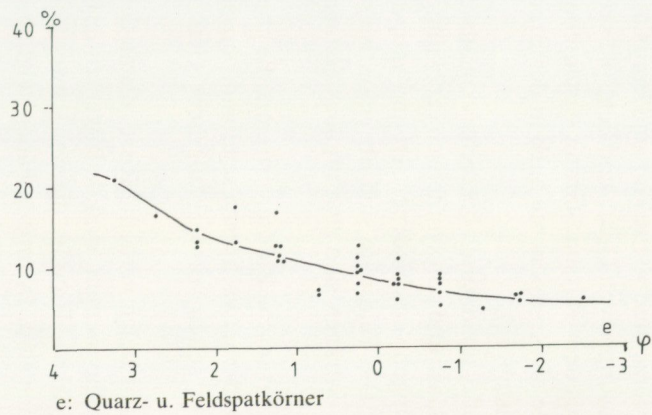


Abb. 53. Verteilungskurven verschiedener Loftarsten-Komponenten, in Abhängigkeit von der Korngröße (a-f) und synoptisches Diagramm der Kurven (g).

(Größe der meist breiten Feldspatleisten größer als 1 mm), es kommen aber auch sehr feinkörnige Varietäten vor (Feldspatleisten kleiner als 0,1 mm). Die Grundmasse ist immer chloritisiert. Die Feldspäte zeigen ebenfalls sehr häufig Chloritisierung, aber auch Sericitisierung und Saussuritisierung. Meist findet eine spätere Verdrängung durch Kalzit statt; einige Diabaskörner sind völlig kalzitisiert. In seltenen Fällen wurden Relikte einer vermutlich ehemals ophitischen Struktur beobachtet. Divergentstrahlige Plagioklasleisten durchschneiden Reste von gelblichen bis grünlichen, z.T. pleochroitischen Augiten. Sehr häufig gibt es massige bis tafelige Aggregate von dunkel braunrotem Erz, vermutlich Ilmenit, die von dunkelbraunem Biotit umgeben werden. Die Biotite sind oft pleochroitisch. Als Chlorit konnten sowohl Pennin als auch bräunliche, vermutlich Mg-Al-reiche Phasen identifiziert werden.

GRANITISCHE KOMPONENTEN

Den weitaus größten Anteil der magmatischen Gesteinsbruchstücke bilden mit Gehalten zwischen 0 und 15 % am Gesamtgestein, durchschnittlich 10 %, granitoide Komponenten, die im allgemeinen den Eigenschaften des Revsund-Granits entsprechen. Die Quarze sind mittel- bis grobkörnig und löschen oft undulös aus. Weitere Anzeichen größerer tektonischer Beanspruchung sind das häufige Auftreten von Blasenügen und Mörtelstrukturen (Tröger 1971). Die Quarzkörner haben oft gerade Korngrenzen, aber es wurden auch verschränkte oder suturierte Korngrenzen gefunden. Die Quarze sind meist klar und enthalten keine Einschlüsse. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind immer wieder zu finden, die auch sonst aus dem Revsund-Granit beschrieben werden (Persson 1978). Schriftgranit wurde als Komponente auch in der Breccie gefunden (z.B. Lockne-Breccie in Kullstaberg).

Als Feldspäte kommen vielfach sehr große, quadratisch bis rechteckig aussehende, oft angerundete Mikrokline, Orthoklase und polysynthetisch verzwilligte Plagioklase vor. Perthitische Verwachsungen verschiedener Art und antiperthitische Verwachsungen sind vorhanden. Die Feldspäte sind oft chloritisiert, sericitisiert, saussuritisiert und von Kalzit verdrängt, sind aber oft auch erstaunlich frisch.

Glimmer sind durch dunkelbraune, pleochroitische Biotite vertreten, die aber vielfach chloritisiert sind und z.T. als engständig verwachsene Pseudomorphosen von Chlorit und Leukoxen vorliegen. Sehr selten wurde blaßgrüner Granat beobachtet.

Die Granitkomponenten enthalten z.T. mit Kalzit verheilte Risse, die an den Korngrenzen enden. Einige „Granit“-Komponenten sind kalzitementierte oder stark chloritisierte Bruchstücke von Arkose-Breccie, die nur schwer von vulkanischen Komponenten zu unterscheiden sind. In einigen Fällen zeigt aber

eine bituminöse Zwischenmasse, daß es sich um brecciiertes Grundgebirge handeln muß.

Viele granitische Komponenten sind teilweise von Kalzit verdrängt worden, einige fast vollständig.

„QUARZIT“ UND „QUARZITSCHIEFER“

Als „Quarzite“ wurden alle nur aus mehreren Quarzindividuen bestehenden Körner zusammengefaßt. Sie kommen nur untergeordnet vor. Es wurden viele unterschiedliche Verwachsungen beobachtet: gleichkörnige Quarzkörner mit geraden (polygonisierter Quarz) oder verschränkten bis suturierten Korngrenzen, pseudopolykristalliner Quarz (große, tatsächlich vermutlich nur aus einem Kristall bestehende Körner mit deutlichen Zonen unterschiedlicher Auslöschung), chertartige Bruchstücke mit einzelnen undulös auslöschenden Quarzkörnern und solche mit deutlich erkennbarem Lagenbau von feineren und größeren Quarzen. Körner mit deutlicher Paralleltexur von länglichen Einzelkörnern wurden als Quarzitschiefer angesprochen. Hierher gehören auch vermutlich höher metamorphe Bruchstücke, die neben deutlich ausgelängten Quarzkörnern mit suturierten Korngrenzen auch parallel eingeregelt Biotite und Epidot enthalten.

VULKANITE

Vulkanitfragmente wurden zuerst von Paul (1983) aus dem Loftarsten beschrieben. Meine Untersuchungen haben ergeben, daß bis zu 20 % des Gesamtgesteins von Pyroklastika gebildet wird. Meist sind sie an ihrer blasigen Struktur sofort zu erkennen. Die vermutlich ursprünglich als Gläser abgelagerten Komponenten liegen heute als feinkörnige Cherts vor. Dieser Chert wird häufig vom Rand oder von Rissen her von Kalzit verdrängt. Einige Komponenten liegen völlig kalzitisiert vor. Neben nur aus mikrokristallinem Quarz und Kalzit bestehenden Komponenten kommen auch solche mit Bruchstücken von Fremdgesteinen oder einzelnen Mineralen vor (Abb. 54). Häufig vorkommende Einzelkörner von Quarz sind wegen ihrer bruchstückhaften Form und undulöser Auslöschung nicht als Sammelkristallisationen, sondern vermutlich ebenfalls als mitgerissene Gesteinsbruchstücke („accidental fragments“) anzusprechen. Dennoch zeigen diese Quarze keine deutlichen Resorptionserscheinungen. Manchmal lassen sich schwach angedeutete Fließtexturen erkennen; außerdem Strukturen, die als durch Entwässerung eine Gels entstandene Strukturen gedeutet werden (Perlitstruktur, Abb. 55). Die Chertmatrix ist stellenweise chloritisiert und epidotisiert. Manchmal kommt auch sphaerolithische Kristallisation vor.

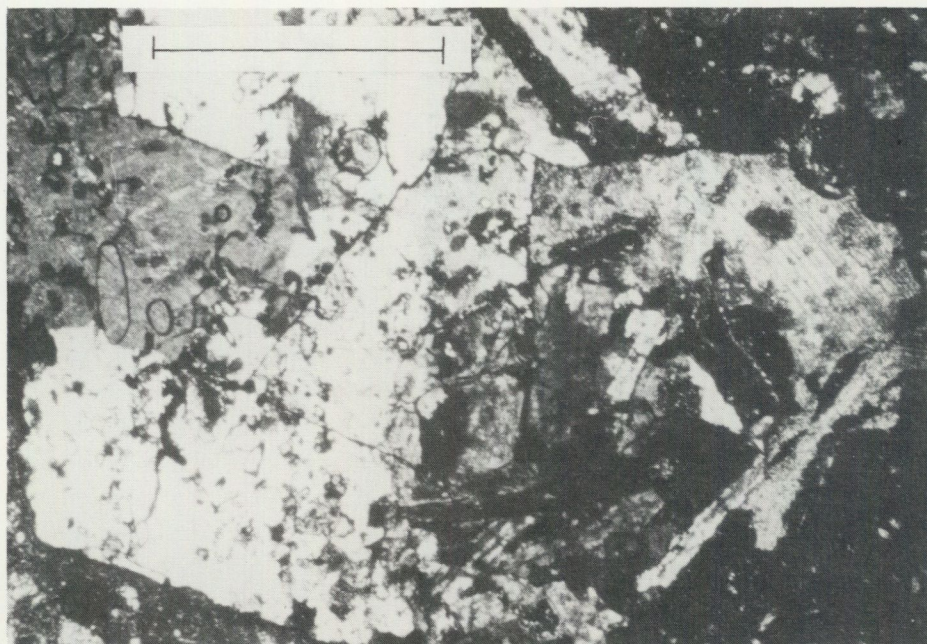


Abb. 54. Weitgehend kalzitisierte Tuffitkomponente. Ehemalige Blasen Hohlräume werden durch Leukoxenschalen nachgezeichnet. Rechts unten eine mitgerissene Komponente des Umgebungsgesteins (Diabas). (Dünnschliff 170/83/c, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

Die Blasen Hohlräume sind z.T. diagenetisch verfüllt. Zunächst findet man häufig eine Auskleidung der Hohlräume mit Leukoxen, auf den Chlorit aufwächst. Danach wird der restliche Hohlraum mit Chert ausgefüllt, der jetzt aber fast immer zu Blockspat umgewandelt vorliegt. Selten findet man in der Füllung auch idiomorphe Kristalle von ?ehemaligen Zeolithen (Abb. 56). Viele Hohlräume sind aber auch ganz oder teilweise mit Loftarstenmatrix verfüllt. Dies zeigt, daß es sich nicht um erodierte präkambrische Tuffite handeln kann, weil nur kurze Zeit zu diagenetischen Vorgängen vor Umlagerung in den Loftarsten zur Verfügung stand. Viele Bruchstücke haben durch ihre blasige Struktur eine bizarre Form; es läßt sich keinerlei Zurundung feststellen. Diese Beobachtungen zeigen, daß es sich tatsächlich um pyroklastische Ablagerungen handelt und nicht um epiklastische Vulkanite. Erosion und Verwitterung verändern die metastabilen Gläser schnell zu Zeolithen und Ton, sodaß epiklastische Vulkanite keine Glas- oder Bimsscherben mehr enthalten (Fisher & Schmincke 1984).

KARBONATE

Die Karbonatklasten entsprechen lithologisch dem Orthocerenkalk. Es handelt sich im allgemeinen um Mikrite und Mikrosparite mit einzelnen Fossilfrag-

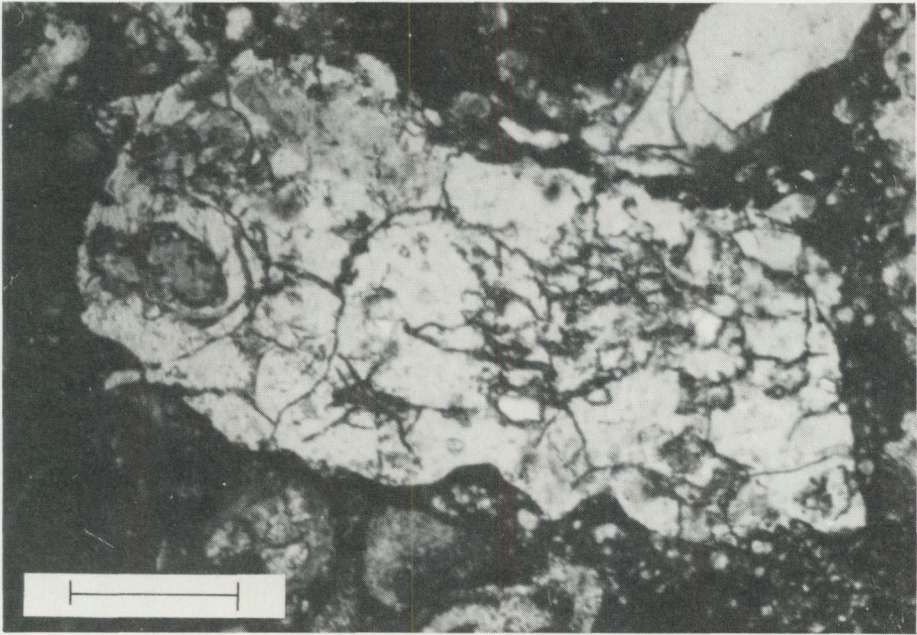


Abb. 55. Perlitstruktur an einer Tuffitkomponente. (Dünnschliff 12/83/r, parallele Nicols, Maßstab entspricht 0,5 mm).

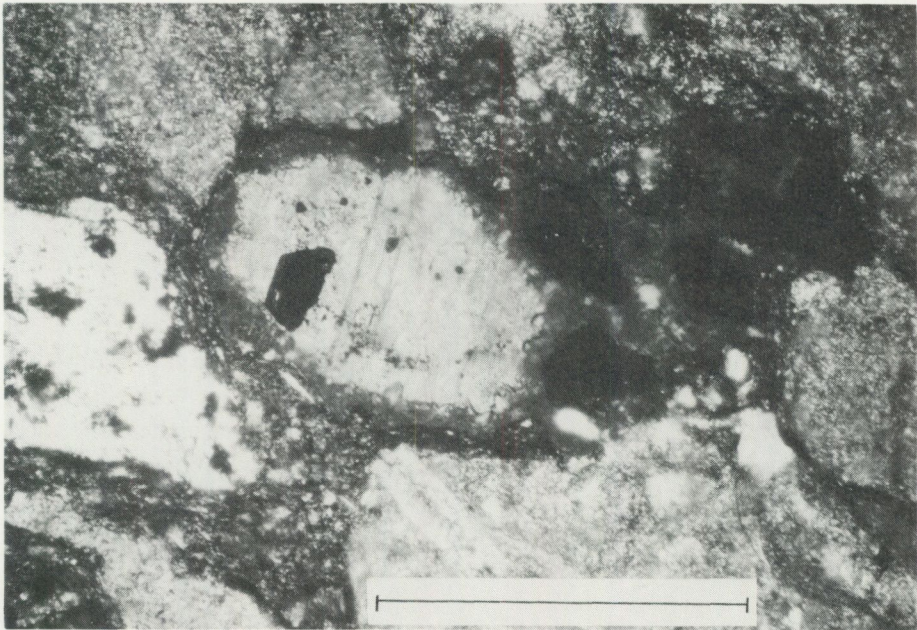


Abb. 56. Tuffitkomponente mit einem vermutlich ehemaligen Zeolithkristall in einer zu Blockspat umgewandelten Hohlraumfüllung. In der rechten Hälfte des Kornes mit Loftarstenmatrix verfüllte Hohlräume. (Dünnschliff 171/83/a, Nicols unter 70° gekreuzt, Maßstab entspricht 0,5 mm.)

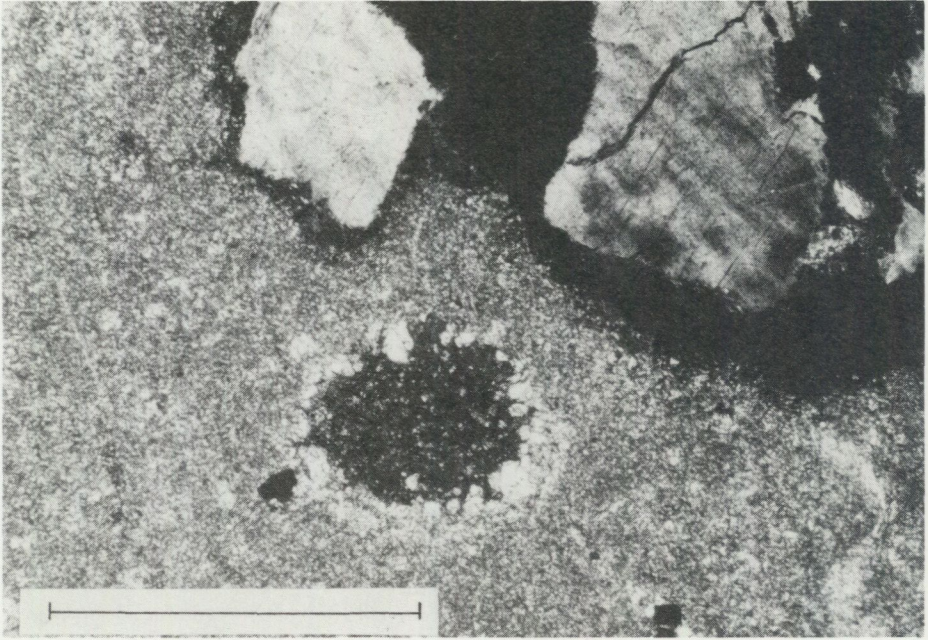


Abb. 57. Durch die Umlagerung in den Loftarsten unterbrochene Sprossung von Kalzit in einem Hohlraum einer Orthocerenkalk-Komponente; der restliche Hohlraum ist mit Loftarstenmatrix aufgefüllt. (Dünnschliff 12/83/r, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 0,5 mm.)

menten mit Korngrößen um $5\ \mu\text{m}$, stellenweise bis $20\ \mu\text{m}$, oder um Biokalkarenite. Sowohl die vorherrschende bräunliche Färbung der Kalkkomponenten als auch ihr Faunenspektrum mit vielen Echinodermen, Trilobiten, Brachiopoden, Gastropoden, Ostracoden, Mollusken und Bryozoen ähneln den oberen Abschnitten des Orthocerenkalks. Schalenreste werden vielfach an den Korngrenzen abgeschnitten. Sie sind oft angebohrt. Die Karbonatklasten sind meistens gut gerundet, was z.T. auf Drucklösungsvorgänge, z.T. aber auch auf ihre Herkunft aus knolligen Abschnitten des Orthocerenkalks zurückzuführen ist. Einige Kalkkomponenten enthalten einzelne Quarzkörner von Siltgröße.

Manche Kalke enthalten geopetale Gefüge, die aber verschieden orientiert sind und so einen Beweis dafür darstellen, daß diese Komponenten vor der Umlagerung bereits zementiert waren. Andere zeigen Anzeichen von Weicherölldeformation, z.B. verbogene Gerölle oder mit Loftarstenmatrix verfüllte, im Geröll endende, geschwungene Risse. Gerade begonnene Zementation zeigt sich an Kalkkomponenten, in denen Hohlräume vom Rand her mit Kalzit ausgefüllt werden; durch die Umlagerung in den Loftarsten wurde dieser Vorgang unterbrochen und der restliche Hohlraum mit Loftarstenmatrix verfüllt (Abb. 57).

Es konnte keine vertikale Differenzierung von roten und grauen Orthocerenkalk-Komponenten festgestellt werden. Graue Kalkkomponenten, meist Mikrite mit nur wenigen Fossilbruchstücken, kommen im Loftarsten bei Målingen, aber auch in dem zwischen Yntjärnen und Lappgrubban vor.

Neben den eindeutig als Orthocerenkalk anzusprechenden Komponenten kommen untergeordnet einzelne Bruchstücke von Sparit vor, deren Entstehung unklar ist. Möglicherweise handelt es sich um vollständig von Kalzit verdrängte kristalline Komponenten.

ANDERE SEDIMENTGESTEINE

Tonschieferfragmente kommen in fast allen Schliffen vor. Der Loftarsten in Målingen besteht zu einem ausnehmend hohen Anteil (schätzungsweise 30–50 % des Gesamtgesteins) aus Fragmenten von Tøyen-Schiefer und Alaunschiefer. Normalerweise liegt der Anteil sehr viel niedriger, bei etwa 1–5 %. Dabei handelt es sich meist um länglich-ovale Körner von oft bituminösem Tonstein. In einigen Fällen ist deutlich eine interne feine Parallellamination zu erkennen, sowie Einzelkornlagen von siltigen Quarzkörnern. Die Tonsteine zeigen häufig feine Verfaltungen und Falten, die typisch für Deformation im weichen Zustand sind (Abb. 58). Häufig ist auch ein durch die Kompaktion erzeugtes Einquetschen des weichen Tones in die Zwischenräume zwischen anderen Körnern zu beobachten. Die Tonsteinkomponenten gehen so in Matrix über (Zimmerle 1976). Die Matrix des Loftarsten ist in Målingen deshalb stark bituminös.

Wegen ihres geringen spezifischen Gewichts sind die Tonstein-Komponenten zusammen mit den detritischen Glimmern in den feineren Abschnitten relativ häufiger; sie liegen meist schichtparallel eingeregelt.

In einigen Schliffen gibt es Bruchstücke von angerundeten Kalksandsteinkomponenten, die dem Loftarsten selbst lithologisch sehr ähnlich sind. Meist handelt es sich um feinsandige Sedimente mit vielen Echinodermenbruchstücken, Kalkkomponenten, Quarz- und Feldspatkörnern, kristallinen Gesteinsbruchstücken sowie Pyroklastika. Die Körner haben oft deutliche Korngrenzen (Abb. 59).

Bei Kullsta wurde (A 45/83) in feinkiesigem Loftarsten eine mehrere cm lange und breite Scherbe von mittelsandigem Loftarsten gefunden (Abb. 60). Diese Scherbe hat mikroskopisch keine scharfe Grenze zum umgebenden Sediment, vielmehr gibt es eine schmale Übergangszone, in der sich beide Lithologien mischen. Dies kann nur bedeuten, daß der Loftarsten zur Zeit der Aufarbeitung zwar schon so fest war, daß er als Komponente transportiert werden konnte, andererseits aber noch nicht lithifiziert war, sodaß er sich während des Transports auflösen konnte.

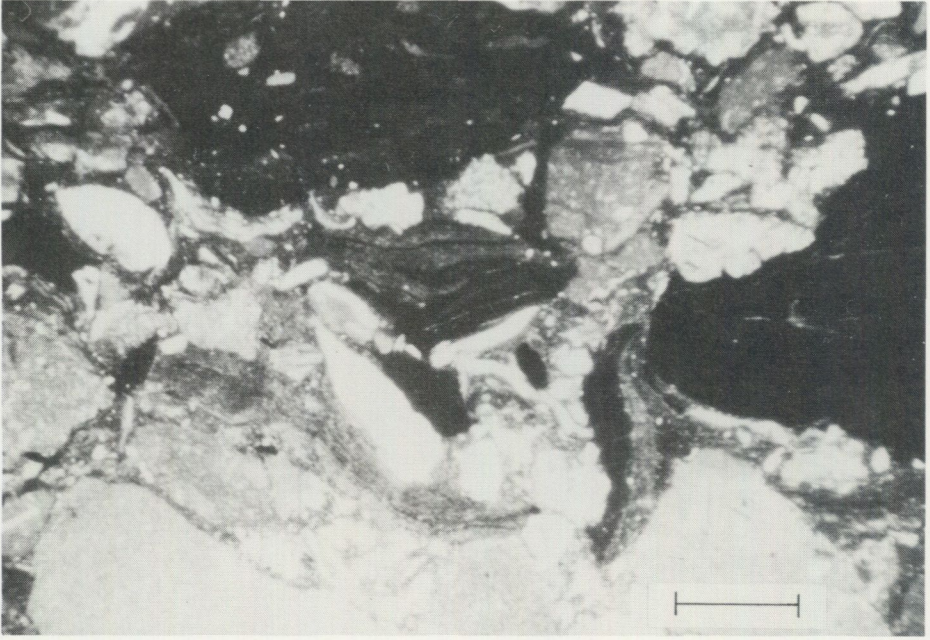


Abb. 58. Im weichen Zustand deformierte bituminöse Tonstein-Komponenten. (Dünnschliff 35/83, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)



Abb 59. Dem Loftarsten selbst sehr ähnlich sehende Kalksandstein-Komponente im Loftarsten. (Dünnschliff 134/83/e, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)



Abb. 60. Mehrere cm große Scherbe von feinerem Loftarsten in größerem. Rechts daneben eine 3 cm große Granitkomponente (Pfeil) in feinkiesiger Matrix (A 45/83, Maßstab entspricht 10 cm).

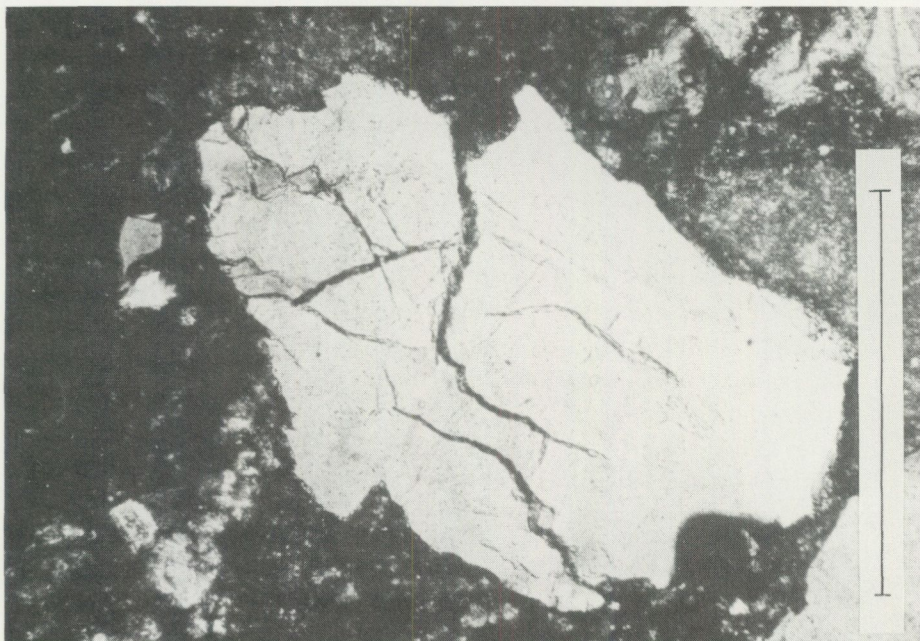


Abb. 61. Angulares, undulös auslöschendes Quarzkorn mit im Korn und an den Korngrenzen endenden Rissen. (Dünnschliff 12/83/r, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 0,5 mm.)

EINZELKÖRNER

An Einzelkörnern kommen Quarze und Feldspäte vor, die die gleichen Eigenschaften besitzen wie die in den oben beschriebenen Gesteinsbruchstücken. Sie sind generell angular bis kantengerundet. Nur äußerst selten findet man auch gut gerundete Körner. Abb. 61 zeigt ein angulares Quarzkorn, das von vielen, an der Korngrenze endenden Rissen durchzogen wird; es zeigt, daß bei der Bereitstellung des Sediments des Loftarsten tektonische Vorgänge eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Detritische Chlorite (Pennin) und Biotite (meist chloritisiert) liegen meist schichtparallel und sind in den feineren Fraktionen angereichert. Sie sind manchmal durch die Kompaktion um andere Körner herum verbogen.

Glaukonit kommt ebenfalls selten in Einzelkörnern vor. Man findet an ihnen oft die typischen, mit Kalzit verfüllten Schrumpfungshohlräume (vgl. Lindström 1980).

Der Hauptanteil an biogenen Einzelkörnern wird von Echinodermen gebildet, gefolgt von Trilobitenresten und Brachiopodenschalen.

DIE SEDIMENTSTRUKTUREN IM LOFTARSTEN

Obwohl Loftarsten typischerweise eher massig ist, gibt es vereinzelt auch verschiedene Sedimentstrukturen, die nachfolgend beschrieben werden.

PARALLELLAMINATION

Horizontalschichtung wird durch eingeregelt Tonschieferfetzen, Fossilbruchstücke und Glimmerplättchen erzeugt. Daneben kommt aber auch eine durch Wechsellagerung von schieferreicheren und schieferärmeren Partien erzeugte Parallellamination vor, die in mittel- bis feinsandigen Bereichen 0,5–1 cm weit ist, in den noch feineren Partien zwischen 0,1 und 0,4 cm weit. Diese ganz feine Lamination hält lateral nicht durch, vielmehr sind es kleine, sehr flache linsenförmige Körper, die schnell auskeilen. Die helleren, reineren Lagen entsprechen im Modalbestand den dunkleren, sie sind allerdings etwas gröber und enthalten nicht so viel tonige Matrix. Da sie etwas reiner sind, ist die karbonatische Matrix (durch neomorphe Überprägung ?) etwas grobkörniger (Korngröße etwa 30 μm). Einige der feinen Laminæ zeigen ein deutliches rhythmisches An- und Abschwellen der Dicke (Abb. 62), das als beginnende Ausbildung kleiner Rippelmarken gedeutet wird.

Auch in den mittel- bis feinsandigen Bereichen findet man oft keine strenge Parallellamination, sondern ein laterales unregelmäßiges An- und Abschwellen der einzelnen Lagen, allerdings kein häufiges Auskeilen. Die Mächtigkeitsunter-

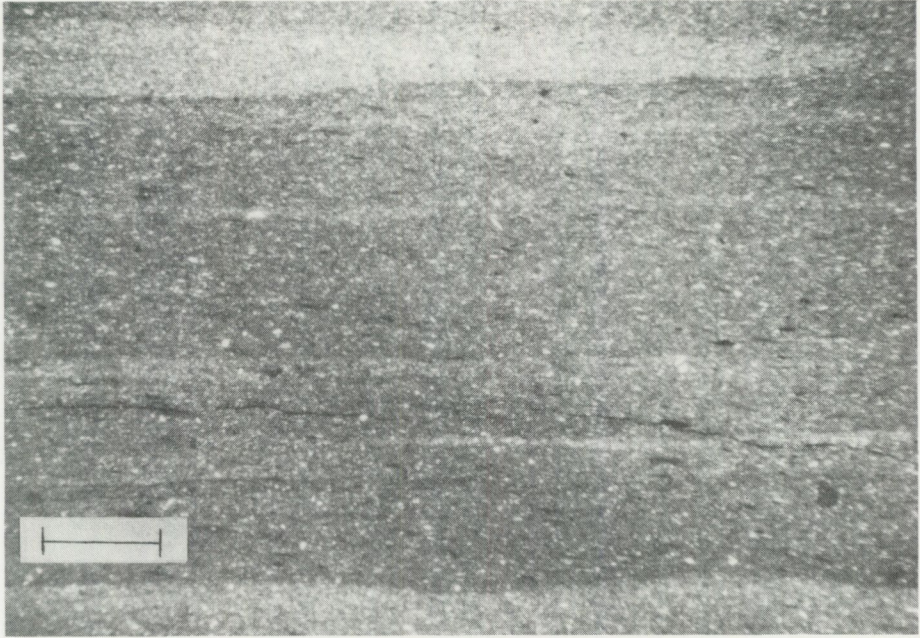


Abb. 62. Feinlaminiertes Loftarsten. Man sieht schichtparallel eingeregelt Tonschieferfetzen und im unteren Bereich schwach angedeutete Rippelmarken. (Dünnschliff 171/83/g, gekreuzte Nicols, Maßstab entspricht 1 mm.)

schiede dieser einzelnen Schichten hängen vermutlich mit den in Abschnitt S. 104 ff. beschriebenen Entwässerungsstrukturen zusammen.

GRADIERUNG

Gradierung ist ein regelmäßig zu beobachtendes Merkmal. Es gibt sowohl massige bis sehr schwach gradierte, zwischen 0,2 m und 1,2 m mächtige Sandsteinbänke (die aber nach oben hin feiner werden, „Finning Upward“), als auch deutlich gradierte Einzelbänke. Die Gradierung betrifft nur die groben Abschnitte der im Sediment vorhandenen Korngrößen, während die feineren Korngrößen gleichmäßig verteilt sind („Coarse Tail Grading“). Lediglich in den feinsandigen und siltigen Bereichen findet man eine Zunahme des Matrixanteils. Diese Art von Gradierung ist typisch für durch aus Verdünnung von „Debris Flows“ (Hampton 1972) hervorgegangene turbiditische Ablagerungen (Middleton & Hampton 1976).

Selten findet man auch dünne, invers gradierte Schichten.

Auffallend ist, daß keine kompletten Zyklen nach Bouma (1962) vorkommen. Es ist ein deutliches Überwiegen des A-Abschnitts festzustellen. Der

B-Abschnitt ist nur in den feineren, weiter vom Kristallin entfernt abgelagerten Sandsteinen zu finden, während die Abschnitte C und D nur in sehr seltenen Fällen und der Abschnitt E überhaupt nicht gefunden wurden.

SCHRÄGSCHICHTUNG

Schrägschichtung wurde an einigen Stellen beobachtet, so z.B. im Slandrom-Profil, bei Hällnäset (Abb. 42), bei Lappgrubban, in Målingen und bei Storhallen bei Åsarna. Sie ist immer trogförmig.

In Lappgrubban ließ sich damit eine aus Richtung 35° kommende Strömung rekonstruieren, d.h. eine Strömung ungefähr parallel zum Verlauf des Grundgebirges (Konturstrom). Die Korngröße des Sandsteins liegt hier im Mittelsandbereich, die Tiefe der Tröge beträgt etwa 10 cm. Diese Strömungsrichtung steht im Gegensatz zu der von Paul (1983) anhand der Einregelung großer Endoceren im Dalby-Kalk ermittelten Strömungsrichtung; etwa 400 m östlich liegen diese nämlich in NW-SE-Richtung eingeregelt. Möglicherweise ist diese Orientierung durch Rollen der Schalen vom Kristallin hoch herunter zu erklären.

Im Slandrom-Profil und bei Målingen findet man Schrägschichtung nur in den feinsandigen und siltigen Abschnitten. In Slandrom zeigt sie einen Transport in nördliche Richtung an, in Målingen ungefähr in Richtung Süd. Hier kommen auch undeutliche Ansätze von fraglichen kletternden Rippelmarken vor, die aber auch durch tektonische Schervorgänge vorgetäuscht sein könnten. Die Morphologie der Rippeln wird nicht von den (zunächst sehr siltigen) Dalby-Schichten abgeschnitten, sondern ausgeglichen.

Bei Hällnäset steht die im Grobsand gefundene Schrägschichtung mit Transport in Richtung Nordost in guter Übereinstimmung mit anderen Strömungsrichtungsindikatoren.

Bei Storhallen, wo einer der komplettesten BOUMA-Zyklen innerhalb einer etwa 40 cm mächtigen Bank aufgeschlossen ist (Abb. 63), findet man 2 verschiedene Richtungen: die im mittleren Bereich im Mittelsand gefundene Schrägschichtung zeigt einen Transport in Richtung West an, während die am Top der Bank im Feinsandbereich Transport in Richtung 175 anzeigt.

EROSIONSMARKEN

Erosionsmarken kommen nur sehr selten vor, obwohl das Vorhandensein von Komponenten von Loftarsten und dm-großen, weich deformierten Tonsteinen im Loftarsten (Abb. 74) anzeigen, daß eine Erosion des Liegenden stattgefunden haben muß. Das wohl beste Beispiel für Erosionsstrukturen wurde bereits von Thorslund (1940) abgebildet und ist in Abb. 64 dargestellt. Es befindet sich

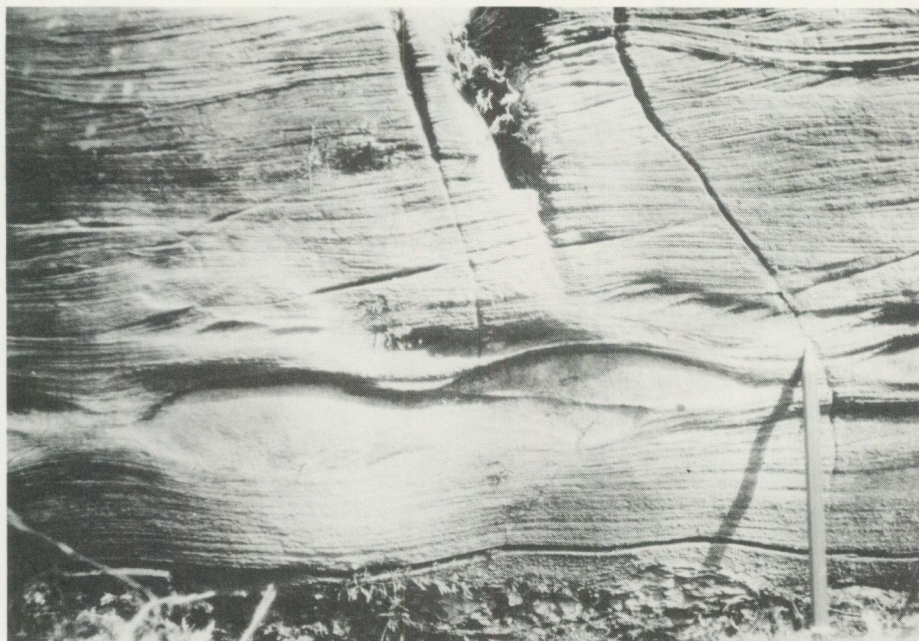


Abb. 63. Etwa 40 cm mächtige Bank von Loftarsten bei Stor-Hallen, beginnend mit grobkörnigem, gradierten Abschnitt an der Basis (unterster Bildrand), darüber Parallellamination, gefolgt von trogförmig schräggeschichteten Sanden. Die linsigen Körper sind diagenetischen Ursprungs. Blick nach NNE (A 184).

in einem Graben neben der Eisenbahn östlich von Lappgrubban, etwa 50 m östlich von A 12. Hier sieht man deutlich das Überlagern mehrerer Schübe von gradiertem Loftarsten, der sich mehrfach in die liegenden Schichten einschneidet und Rinnen an der Basis ausbildet. Diese Rinnen (oder große Flute Marks?) sind gradiert aufgefüllt, z.T. findet man nur noch die Rinnenfüllung, da das ehemals darüberliegende Sediment selbst wieder erodiert worden ist. Die Strukturen sind z.T. durch Kompaktion etwas überprägt; die Rinnen streichen N-S.

Erosionstrukturen findet man auch bei Hällnäset (siehe z.B. Abb. 43). Die Grenze zwischen Arkose-Breccie und Lockne-Breccie (in A 180, zwischen Hällnäset und Bergsböle, siehe oben) kann ebenfalls als große Erosionsrinne gedeutet werden.

STRÖMUNGSTREIFUNG

Strömungstreifung („Parting Lineation“ oder „Current Lineation“) wurde an einer Stelle (A 165 bei Hällnäset) beobachtet und zeigt NNE-SSW orientierten Transport an (Abb. 65). Sie wurde in grobsandigem Loftarsten gefunden und wird durch eine deutliche Einregelung länglicher Körner in NNE-SSW-Richtung erzeugt (siehe Abschnitt S. 112 ff., Probe 165/83/c).

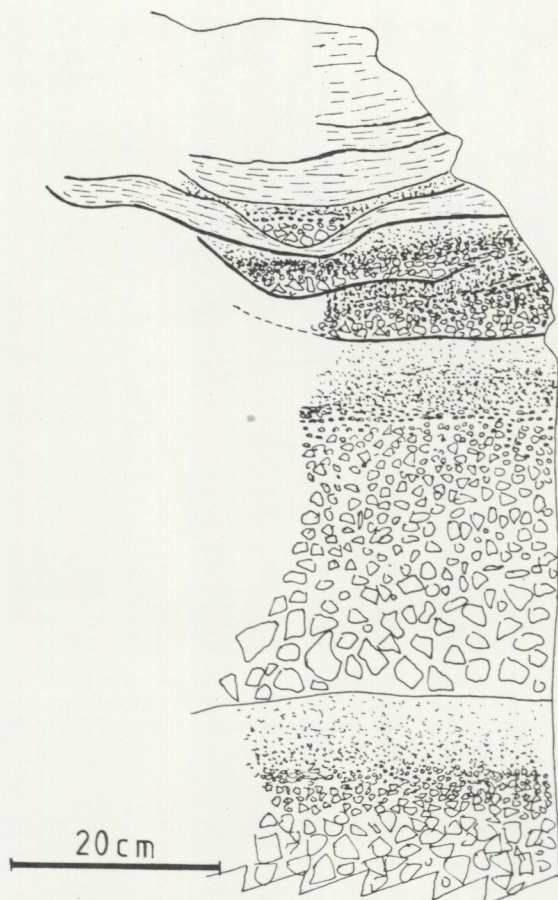


Abb. 64. Mehrere Schübe von gradiertem Loftarsten liegen, z.T. mit kräftig erosiver Basis übereinander (50 m östlich von Profil 12).

ENTWÄSSERUNGSSTRUKTUREN

Entwässerungsstrukturen sind ein recht häufig vorkommendes Merkmal des Loftarstens, meist in Form von im verwitterten Zustand zickzackförmig schräg nach oben verlaufenden, subvertikalen Linien von etwa 0,5 cm Abstand. Im Horizontalschnitt ergeben sie subparallel laufende, z.T. konvergente, sich oft über mehr als 0,5 m erstreckende Linien auf den Schichtoberseiten (Abb. 66).

Im Anschliff sind es helle Linien, die an Schichtflächen ansetzen und z.T. an den überlagernden Schichtfugen etwas versetzt werden. Diese hellen Streifen sind generell weniger tonreich als das umgebende Sediment. Beim Auszählen der Inklination der Körner an einem willkürlich orientierten Schliff senkrecht zur Schichtung ergab sich für die Entwässerungs „Kanäle“ (es sind eher Flächen; „Vertical Sheet Structure“, Laird 1970) ein Vektormittel von etwa 31° (bei einigen sogar senkrecht stehenden Körnern), während das des umgebenden Materials bei 10° lag, bei einer maximalen Inklination von 45° ; die Körner in

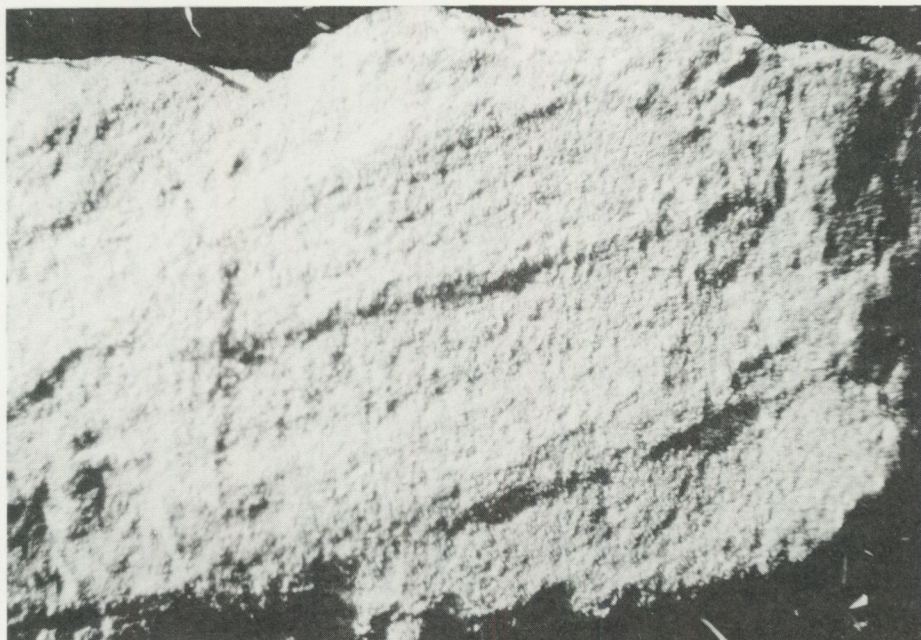
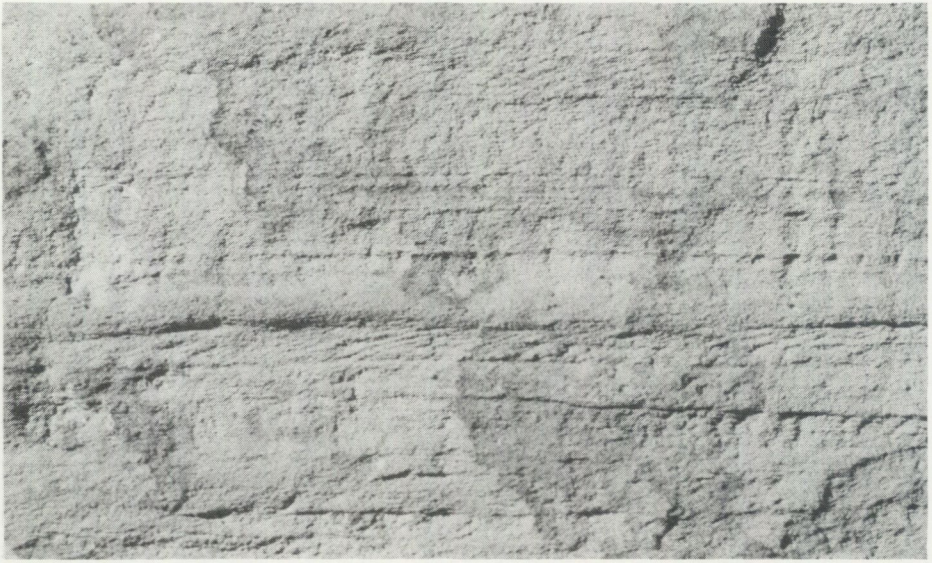


Abb. 65. Strömungsstreifung in grobsandigem Loftarsten (A 165).

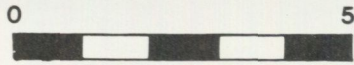
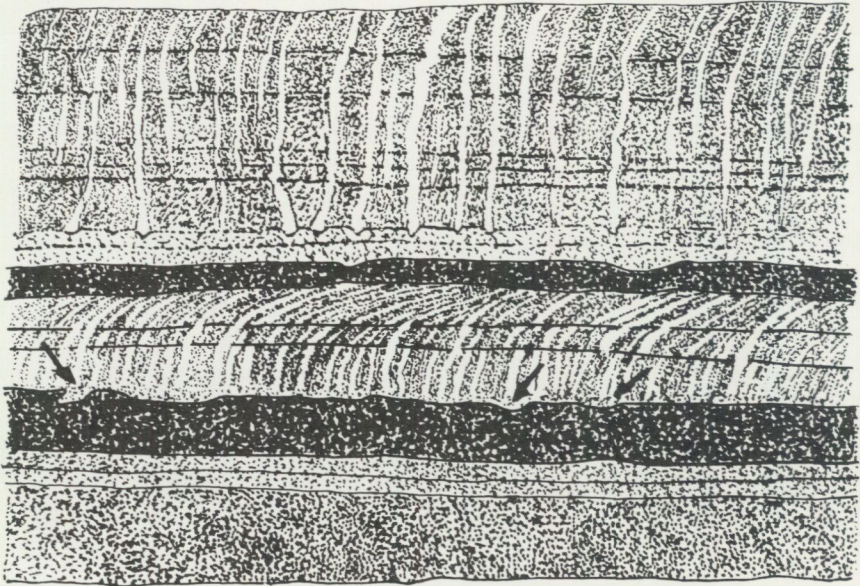


Abb. 66. Typische Entwässerungsstruktur im Loftarsten. Die Strukturen bilden auf der Schichtoberseite lang durchhaltende Lineationen (A 134).



SW

NE



cm

Abb.67. Foto und Zeichnung der komplexen Entwässerungsstruktur im Loftarsten von Aufschluß 13. Im Handstück gibt es Strukturen (etwa Bildmitte), die inverse Lagerung und Rippelstrukturen vortäuschen. Die Zeichnung darunter basiert auf Beobachtungen am polierten Handstück und auf Radiographien. Man erkennt den Ursprung der Strukturen aus Entwässerungsvorgängen sowie kleine Flute Casts oder Load Casts (Pfeile). Dunklere Partien sind feinkörniger. Das Sediment ist von links nach rechts geflossen.

den Entwässerungsstrukturen sind offensichtlich durch den aufstrebenden Kompaktionsstrom rotiert worden.

Die Morphologie dieser Strukturen entspricht genau den „Type D Pillars“ oder „Stress Pillars“ von Lowe (1975). Diese sind kennzeichnend für Sedimente, die im hydroplastischen Zustand geflossen sind. Die „Stress Pillars“ repräsentieren die teilweise oder komplette Fluidisation (Verflüssigung des Sediments durch aufsteigende Porenwässer) entlang den Entwässerungswegen innerhalb einer unter Scherbeanspruchung stehenden Schicht (Lowe 1975). Die häufigen Versätze und die unregelmäßige Form der „Säulen“ resultieren aus dem Gleiten des Sediments entlang horizontaler Scherflächen. Die „Stress Pillars“ findet man meist in den unteren und mittleren Abschnitten der Bänke. Nach oben nimmt die Anzahl der „Säulen“ zu, bis man nur noch eine diffuse Ansammlung vertikaler Lineationen findet. Diese Lineationen bilden den Übergang zu den „Free Surface Pillars“ (Lowe 1975), bei denen das Sediment fast vollständig verflüssigt wurde (in den unteren Abschnitten findet dieser Vorgang der vollständigen Fluidisation des gesamten Sediments seine Grenze darin, daß das Anheben der Körner mit einer Volumensvergrößerung des Sediments einhergehen muß, die durch das umgebende Sediment begrenzt wird).

Komplette Fluidisation deutet sich auch in einer interessanten Struktur an, die aus Aufschluß 13 (bei Lappgrubban) stammt (Abb. 67). Im angewitterten Handstück erkennt man deutlich eine 1–2 cm weite Parallelschichtung und vermeintliche Schrägschichtungsstrukturen, die aber mit konvex nach oben orientiert sind, sowie schwach angedeutete Entwässerungsstrukturen darunter. Im polierten Handstück und vor allem erst durch radiographische Aufnahmen zeigte sich, daß die gesamte Struktur auf Entwässerungsvorgängen beruht. Man kann deutlich sehr dicht beieinander liegende Entwässerungskanäle erkennen, die unterhalb einer sehr feinkörnigen Schicht umbiegen und stellenweise fast horizontal verlaufen. Obwohl einige der größeren Kanäle die feine Lamination durchschlagen, werden die meisten von der Lamination geschnitten und deuten so auf eine zeitgleich mit der Sedimentation erfolgte Entwässerung (vgl. Hiscott & Middleton 1979). Oberhalb der Laminae setzen stellenweise neue Kanälchen an. Das Sediment hat bei der Ablagerung noch unter Scherbeanspruchung gestanden, die die gerade entstehenden Entwässerungsstrukturen in Richtung der Bewegung verbogen hat. Die Kanäle liegen so dicht beisammen, daß man von einer fast vollständigen Verflüssigung des Sediments ausgehen kann.

Im oberen Teil des Handstücks sieht man erneut etwas oberhalb der tonigen Schicht ansetzende, nach oben zahlreicher werdende Entwässerungskanäle, die oben in die gleiche Richtung verbogen erscheinen.

Hydroplastischer Zustand des Sediments deutet sich auch in selten vorkommender, nicht sehr komplexer Wickelschichtung („Convolute Lamination“) in feinsandigen Schichten an (z.B. in Målingen und im Profil 54 westlich von Ynn-tjärnen).

DIAGENESE

Der Loftarsten zeigt relativ wenige diagenetische Veränderungen. Die meisten diagenetischen Veränderungen sind auf die Komponenten beschränkt und können schon vor der Umlagerung in den Loftarsten stattgefunden haben; dies gilt insbesondere für die häufigen Veränderungen der Feldspäte, Glimmer und Pyroklastika. Die diagenetischen Vorgänge beschränken sich im wesentlichen auf die oft sehr weitgehende Verdrängung von Quarz und Feldspat durch Kalzit. Dies wird als ein Hinweis auf basische Verhältnisse ($\text{pH} > 9$, nach Thompson 1959) während der Diagenese angesehen. Es lassen sich keinerlei homoachbiale Neuspaltungen von Quarz oder Feldspat feststellen; offensichtlich war das Sediment nach der Ablagerung dicht.

Kalzitsprossung kommt vor; selten findet man eine neomorphe Umkristallisation der Matrix in Blockspat.

Neben Verdrängung durch Kalzit ist die Chloritisierung von Komponenten und Matrix zu erwähnen, die hauptsächlich Feldspäte, Biotite und die vulkanischen Komponenten betrifft. Dabei handelt es sich meist um den an seinen taubenblauen Interferenzfarben leicht zu erkennenden Pennin, der untergeordnet auch als detritisches Material vorkommt.

Man findet relativ wenig authigenen Pyrit, der dann meist zu Limonit oxidiert ist.

Tektonischer und/oder hydrostatischer Druck zeigt sich an den häufig konkav-konvexen, flächenhaften Kornkontakten bei den karbonatischen Komponenten, jedoch kommt es nicht zur Ausbildung von suturierten Korngrenzen. Größere tektonische Belastungen lassen sich insbesondere in den Loftarstenvorkommen westlich des Yntjärnen feststellen, unmittelbar vor der Überschiebung der Skute-Decke. Tektonische Spannungen haben ein Aufreißen kleiner Spalten entlang den als Schwächezonen dienenden Korngrenzen bewirkt, die mit faserigem Kalzit verfüllt sind (Simon 1981, Paul 1983). Dieser Kalzit ist während der Dehnungs- und Scherbewegungen gesproßt und ist deshalb in einer Richtung verbogen. Verschiedene Stadien von Kalzitwachstum dokumentieren sich durch feine Staubsäume innerhalb von manchen Kalzitkristallen.

Wegen der fehlenden Porenräume findet man im Loftarsten keine Zemente im eigentlichen Sinn. Im Loftarsten in Storhallen (A 184, siehe Abb. 63) gibt es unterhalb der schräggeschichteten Schichten eine Lage von etwa 2–5 cm dicken, strukturlosen Linsen, die z.T. miteinander verbunden, z.T. aber auch isoliert sind. Die Laminae der darüber und darunter liegenden Bereiche werden in die Zwischenräume zwischen den Linsen gequetscht. Mikroskopisch fällt dieser Bereich durch sehr zahlreiche Echinodermenbruchstücke auf, die von syntaxialen Rinden umgeben sind, die aber „unsaubere“ Begrenzungen haben. Kalzit hat im gesamten Gestein kristalline Bruchstücke bis auf wenige Relikte verdrängt. Wegen der an vielen Stellen noch vorhandenen tonigen Matrix

Abb. 68 a. Feinkörniger Loftarsten (Blick auf die Schichtfläche); Eisenbahnprofil bei Ynntjärnen (A 54).

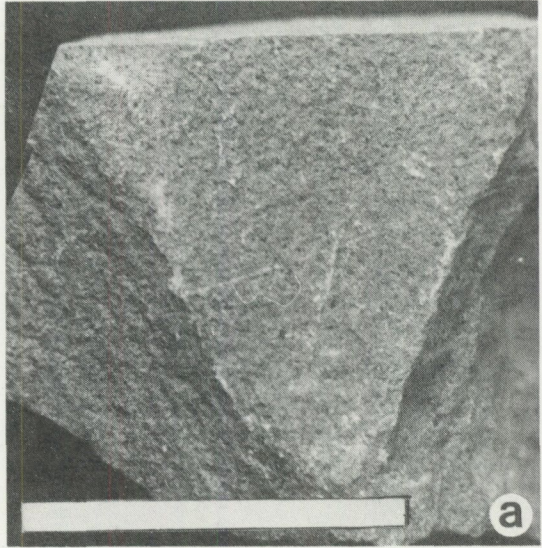


Abb. 68 b. Mittelgrober Loftarsten, Målingen.

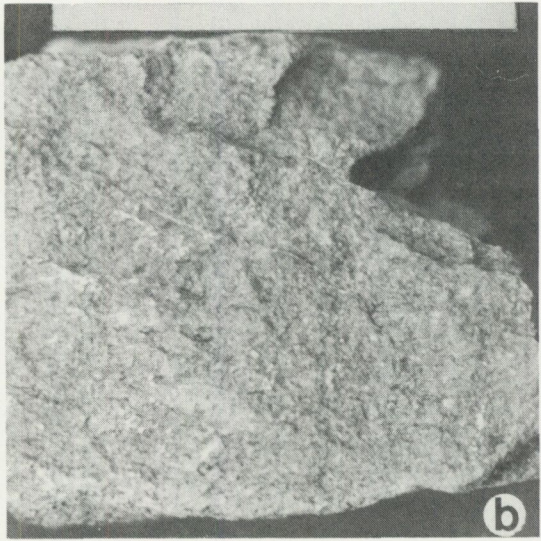


Abb. 68 a-f. Ausbildungsformen des Loftarsten (Maßstäbe entsprechen 5 cm).



Abb. 68 c. An der Basis gradierter, oben massiger Loftarsten. Profil an der Eisenbahn bei Lappgrubban (A 12).



Abb. 68 d. Grobkörniger Loftarsten; deutlich erkennbar eine Einregelung der Körner (im Bild von oben rechts nach unten links orientiert; Schnitt senkrecht zur Schichtung; A 182).



Abb. 68 e. Gradierter Übergang von Lockne-Breccie in Loftarsten; Målingen.



Abb. 68 f. Grobkörniger Loftarsten, massig; Aufschluß am Bahnübergang bei Lappgrubban (Foto B. Paul).

müssen die syntaxialen Rinden als neomorphe Umkristallisationen angesehen werden (Bathurst 1974). Möglicherweise handelt es sich bei den Linsen um frühdiagenetische, bei der Kompaktion des Sediments erzeugte Strukturen.

UNTERSUCHUNG DES KORNGEFÜGES

Um zusätzliche Informationen zu den wenig zu findenden Sedimentstrukturen, die auf die Schüttungsrichtung hinweisen, zu bekommen, wurde eine Untersuchung der Korngefüge vorgenommen. Experimente und praktische Untersuchungen haben gezeigt, daß längliche Körner sich in turbiditischen Sedimenten parallel zur Bewegungsrichtung einregeln (Colburn 1968). Es gibt verschiedene Methoden, um diese Einregelung zu bestimmen. Das Messen der optischen Achsen von Quarzkörnern (wobei man voraussetzt, daß optische Achse und c-Achse von Quarzkörnern statistisch gesehen gleiche Orientierung haben) mit dem U-Tisch und das Messen der magnetischen Suszeptibilität einer Gesteinsprobe geben als einzige Verfahren die wahre Lage der Körner im Raum an. Andere Verfahren (ein schnelles Verfahren nach Zimmerle & Bonham (1962), ein photometrisches Verfahren (Taira & Lienert 1979) und das Einmessen der Körner unter dem Mikroskop) benutzen horizontale Schriffe oder „Peels“ und bergen wegen der Schnitteffekte relativ große Fehlermöglichkeiten. Aus Kosten- und Zeitgründen habe ich das apparativ und zeitlich am wenigsten aufwendige Verfahren des Auszählens unter dem Mikroskop angewendet.

METHODIK UND ERGEBNISSE

An im Raum orientierten schichtparallelen Dünnschliffen wurde die Orientierung der Längsachse von deutlich länglichen Körnern eingemessen (Längen/Breitenverhältnis größer als 1,5:1). Als Längsachse wurde die Mittelachse (Symmetrieachse) der Körner nach dem Verfahren von Dapples & Rominger (1945) angesehen. Etwa 2/3 der Körner waren Quarz- oder Feldspatkörner bzw. Gesteinsbruchstücke; 1/3 waren Karbonatgerölle oder Fossilbruchstücke, deren Orientierung aber nicht von der der kristallinen Komponenten abwich (d.h., Drucklösung hat bei der Ausbildung der Kornform karbonatischer Komponenten keine wesentlichen Veränderungen erzeugt). Glimmer wurden nicht gezählt, da sie wegen ihrer Plattigkeit schon bei nur wenig schiefen Schnitten eine falsche Richtung vortäuschen. Um den Effekt von inhomogenen Bereichen¹ zu minimieren, wurden, möglichst über den ganzen Schliff verteilt, die Körner

¹Sogenannte „Micro-Domains“, das sind bis etwa 15 mm² große Bereiche, in denen Körner durch Interaktion zwar parallel zueinander, aber anders als die Haupttrichtung orientiert liegen (Hiscott & Middleton 1980).

gemessen, die von einem Gitternetz mit 1 mm Linienabstand geschnitten wurden. Da nicht jeder Schnittpunkt ein längliches Korn trifft, ergaben sich zwischen 120 und 160 Meßwerte. Nach Hiscott & Middleton (1980) genügt eine Anzahl von 100 Meßwerten. Von den gemessenen Werten wurden sowohl Verteilungsrosen gezeichnet als auch das Vektormittel berechnet; die Vektormittel der untersuchten Proben werden im Anhang aufgelistet.

Dieses Verfahren ist früher schon häufiger mit guten Ergebnissen angewendet worden. Die meisten Autoren (z.B. Sestini & Pranzini 1965 und Henningsen 1968) konnten allerdings keine eindeutige Imbrikation zur Feststellung der Schüttungsrichtung nachweisen. Versuche an meinem Material mit wiederholtem Auszählen von Schliffen in allen drei Dimensionen und gründliche theoretische Überlegungen (Simon 1984) haben gezeigt, daß im vorliegenden Fall

- a) die Ergebnisse hochsignifikant und reproduzierbar sind,
- b) die Orientierung der Achsen länglicher Körner im horizontalen Dünnschliff einem tatsächlich im Gestein vorhandenen anisotropen Gefüge stengelliger Körner entspricht und
- c) im allgemeinen keine statistisch nachweisbare Imbrikation der Körner vorhanden ist.

Das Fehlen einer eindeutigen Imbrikation zeigt nach Hiscott & Middleton (1980), daß Korninteraktion bei der Ablagerung des Loftarsten keine große Rolle gespielt hat. Das Vorhandensein einer starken Anisotropie ohne deutliche Imbrikation spricht nach Schwarzacher (1951) eher für eine Ablagerung aus einer Suspension (oder eines hochviskosen Debris Flow). Möglicherweise ist es teilweise auch auf Kompaktion des Sediments zurückzuführen; dieser Aspekt dürfte aber bei der Grobkörnigkeit der hier betrachteten Sedimente zu vernachlässigen sein. Da einige Loftarstenbänke sehr schlecht sortiert sind und in einer sandigen Matrix auch mehrere dm große Komponenten vorkommen können, ist vermutlich für diese von einem etwas verdünnten Debris Flow als Transportmechanismus auszugehen. Die deutliche Orientierung der Längsachsen ist vermutlich durch Scherkräfte der über die Sedimentoberfläche gleitenden hochviskosen Flüssigkeit entstanden, durch die die zu Boden sinkenden Körner in die Bewegungsrichtung rotiert wurden. Schnelle Sedimentation verhindert die Ausbildung einer Traktionsphase, in der Körner sich durch Rollen auf dem Untergrund quer zur Bewegungsrichtung einregeln würden (Parkash & Middleton 1970). Langsamere Sedimentation könnte eine Erklärung für die in manchen Proben gefundene schwache Bimodalität der Verteilungen sein (durch Rollen länglicher Körner quer zur Bewegungsrichtung).

Es hat sich gezeigt, daß sich in fast allen Proben in horizontalen Schnitten eine deutliche Einregelung länglicher Komponenten nachweisen läßt. Bei größerem Korn gibt es im allgemeinen eine bessere Einregelung, was nach McBride (1962) auch zu erwarten ist. Schwarzacher (1951) führt eine bessere Einregelung

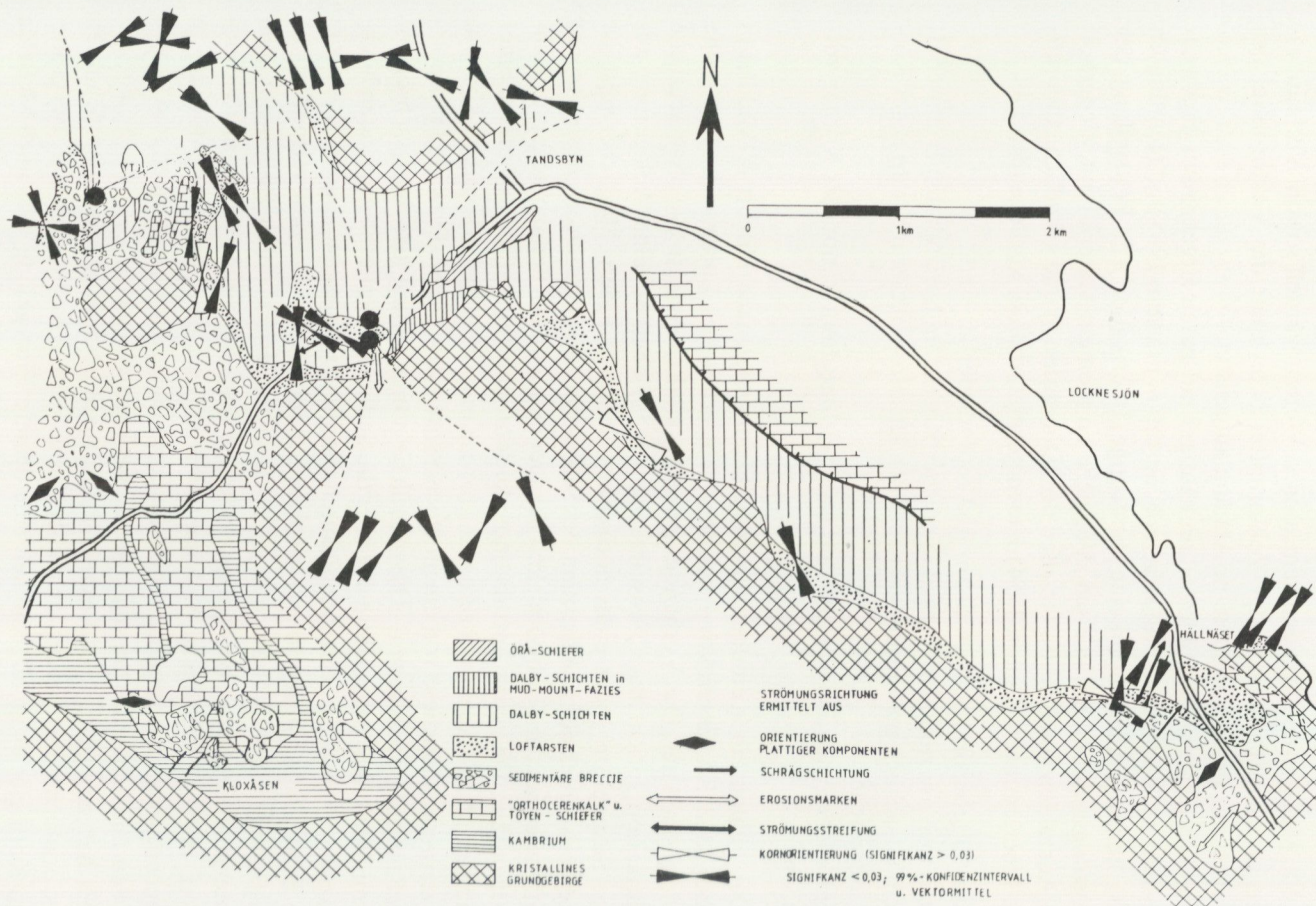


Abb. 69. Geologische Übersichtskarte des Locknegebietes mit einer Darstellung der Ergebnisse der Untersuchung von Korngefügen des Loftarsten sowie anderer Strömungsrichtungs-Indikatoren.

auf schnellere Ablagerung zurück. Es wurden oft durch Korninteraktion entstandene Micro-Domains gefunden; man sieht im Schliff ab und zu mehrere sich berührende Körner, die vom generellen Trend abweichend orientiert sind. Durch die Methode des Auszählens konnte deren störender Einfluß allerdings klein gehalten werden. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Abb. 69 dargestellt. Es ist deutlich eine Beeinflussung der Richtungen durch die NW-SE verlaufende Kristallinschwelle zwischen Bergsböle und Ynntjärnen zu erkennen.

Im Gebiet nördlich Bergsböle und bei Hällnäset stimmt die Orientierung vertikal durchgehend gut mit anderen Strömungsindikatoren überein. Im zentralen Locknegebiet findet man von Bank zu Bank oft große Unterschiede, wobei keine Korrelation dieser Abweichungen mit der Korngröße oder mit der Position der Probe im Profil festzustellen war. Dennoch lassen sich 2 Hauptmomente erkennen: Zum einen hat es (wie in Hällnäset) offensichtlich eine Bewegung vom Kristallin herunter gegeben. Diese Richtung ist durch die Erosionsrinnen belegt, um die auch die Orientierung der Körner schwankt. Zum anderen findet man eine Richtung, die ungefähr parallel zum Kristallin verläuft. Das Vorhandensein von Strömungen dieser Richtung ist durch die Schrägschichtungsstrukturen bei Lappgrubban belegt. Östlich von Ynntjärnen ist zu sehen, wie die etwa N-S verlaufende Richtung in eine NW-SE verlaufende umbiegt. Dies läßt sich entweder mit einem Umbiegen des Stromes in der „Trogrmitte“ des Sundes zwischen der im Süden und der im Norden gelegenen Kristallinschwelle oder durch Überlagerung durch parallel zum Kristallin verlaufende Strömungen erklären.

Im Profil bei Torvalla bei Östersund (A 26) zeigen die Proben übereinstimmende ENE-WSW-Orientierung, bzw. NNE-SSW-Orientierung in den sehr feinkörnigen Partien. In den geographisch in der Mitte zwischen diesem Profil und dem zentralen Locknegebiet liegenden Aufschlüssen findet man eine NNW-SSE-Orientierung der Körner (Lofstarsten bei Änge, A 47) und Schrägschichtungsstrukturen mit Transport in nördliche Richtung (Slandrom-Profil).

In den Aufschlüssen an der Nationalstraße 81, kurz vor der Überschiebungsgrenze der Skute-Decke, findet man sowohl durch synsedimentäre Falten und Störungen (A 23, s.o.) als auch durch Kornorientierung im Lofstarsten (A 149) eine nach Osten gerichtete Schüttungsrichtung. Es ist zu vermuten, daß das Kristallin hoch südlich Ynntjärnen nur einen Gipfel einer NW-SE verlaufenden Schwelle bildet, die westlich Lappgrubban nur mit einer dünnen Schicht Lockne-Breccie bedeckt ist, südlich von Tandsbyn aber wieder auftaucht und sich bis nach Bergsböle als Rippe verfolgen läßt. Möglicherweise setzt sich diese Rippe auch in Richtung Nordwest unter der heutigen Bedeckung der Skute-Decke weiter fort und ist für die Schüttung aus Richtung West verantwortlich.

DISKUSSION

INTERPRETATION DER GROBKLASTIKA DES LOCKNEGEBIETES

Wiman (1899) war anscheinend der erste, der die Grobklastika des Locknegebietes detailliert untersuchte und genetisch einzustufen versuchte. Er interpretierte sie als litorale Ablagerungen, ein Ergebnis, zu dem auch alle anderen Autoren kamen (Hadding 1927, 1929, Asklund 1938, Thorslund 1940, Jaanusson *et al.* 1982). Während Asklund (1938) und Thorslund (1940) im Locknefeld Ablagerungen einer wandernden Küstenlinie sahen (als Ergebnis einer vom Kambrium bis zum Mittelordovizium dauernden Transgression) und Asklund (1938) im Loftarsten sogar Wildbachrinnen zu erkennen glaubte, betonte Hadding (1927), daß die Frische der Komponenten und ihre schlechte Rundung eher auf eine tektonische Erzeugung der Klasten deute und kein nennenswerter Transport stattgefunden haben könne.

Grobklastische Ablagerungen findet man sowohl im Hangenden der Orthocerenkalkfazies als auch in diese eingeschaltet. Insofern ist die Fazies des Orthocerenkalks für die Interpretation der Klastika relevant. Die Orthocerenkalle gleichen in wesentlichen Zügen denen des sonstigen Baltischen Schildes. Man ist sich heute allgemein einig, daß die Orthocerenkalle in einem äußerst ruhigen Milieu abgelagert worden sind (Lindström 1963, Larsson 1973, Jaanusson 1982), obwohl weiterhin Uneinigkeit über die Wassertiefe besteht. Jaanusson (1982) malte das Bild eines Flachmeeres, in dem die Sedimentation in schwankenden Tiefen stattfand, aber in der Regel innerhalb der photischen Zone. Da dennoch keine Anzeichen eines hochenergetischen Milieus zu finden sind, postulierte er einen äußerst flachen Meeresboden und eine sehr flache Neigung zum offenen Meer hin, auf dem der Gezeitenstrom ruhig auslaufen konnte, ohne Brecher zu bilden, und ein ebenso flaches Hinterland, in dem die Flüsse nur eine geringe Transportkraft entwickeln konnten.

Zu diesem Milieu stehen die beschriebenen Grobklastika in fundamentalem Gegensatz. Es wurden oben oft m^3 -große oder größere Komponenten beschrieben, die mit Sicherheit und z.T. in subvertikaler Lagerung als allochthone Schollen in der Breccie liegen. Während die Verwitterung von Kristallingesteinen zur Bildung von Sanden und auch Blöcken führen kann, überwiegt bei Karbonaten chemische Lösung. Das Zustandekommen vieler und großer Karbonatklasten deutet auf ein steiles Relief hin (Pettijohn *et al.* 1972). Komponenten der beschriebenen Größe sind mit Sicherheit nicht durch normale Strömungen oder Wellenschlag transportiert worden. In einem litoralen Milieu wäre eine Entstehung lediglich bei der Abrasion von Kliffen denkbar. Für solch ein hochenergetisches Milieu fehlen aber im Orthocerenkalk jegliche Anzeichen. Der Orthocerenkalk ist im gesamten Arbeitsgebiet immer in ähnlicher Fazies ausgebildet, die der Ausbildung der anderen Vorkommen auf dem Baltischen

Schild entspricht und zeigt keinerlei Veränderungen der Fazies, wenn man sich der hypothetischen Küste nähert. Gegen eine Entstehung als Blockschutt eines Kliffs spricht auch, daß die Breccie polymikt ist, überall eine ähnliche Zusammensetzung hat und weit von dem Kristallin entfernt vorkommt.

Die enge Verbindung der Grobklastika mit dem Loftarsten läßt vermuten, daß beide auch genetisch miteinander verknüpft sind. Für ein litorales Sediment enthält der Loftarsten viel zu wenig Sedimentstrukturen und ist viel zu schlecht klassiert. Der Loftarsten enthält eine große Menge von Kalkkomponenten in Orthocerenkalklithologie und ähnelt in seiner Zusammensetzung sehr den Breccien. Eine Emersion von mit paläozoischen Sedimentiten bedeckten Monadnocks und nachfolgende Erosion hätte sich in einer vertikalen Änderung des Modalbestandes bemerkbar machen müssen. Streng genommen gilt das Faziesbild des Orthocerenkalks nicht für die Lockne-Breccie und den Loftarsten, aber auch bei ihnen findet man Beweise dafür, daß sie, nachdem sie einmal abgelagert wurden, nicht mehr umgelagert wurden. Die Bruchstücke des Loftarsten hätten bei Transport in einem litoralen Milieu bei der Grobkörnigkeit des Sediments auch sehr schnell gerundet werden müssen. Weiterhin gibt es keine Bioturbation. Gute Gradierung von meterdicken Bänken ist häufig, man findet Liquefizierungsstrukturen, was bedeutet, daß die Ablagerung der Sande sehr schnell gegangen sein muß und das Sediment nicht mehr umgelagert wurde.

Eine Entstehung durch glaziale Vorgänge kann ausgeschlossen werden, weil das Gebiet während des Ordoviziums in Äquaturnähe gelegen hat (Smith 1981). Spjeldnaes (1961) rekonstruierte ein gemäßigtes bis warmes Klima; neuere Untersuchungen von Jux & Manze (1979) haben (im Siljan-Gebiet, etwa 300 km in Süden) durch Sauerstoffisotopen ermittelte Wasser-Durchschnittstemperaturen von etwa 15°C für das Caradoc ergeben.

Alle oben beschriebenen Eigenschaften von Breccie und Loftarsten können am besten als Bildungen von Massenbewegungen verstanden werden. Für sich betrachtet, sind Massenbewegungen kein Faziesanzeiger. Olistostrome sind z.B. als subaerische Massenbewegungen („Frane“) aus dem Apennin beschrieben (Görler & Reutter 1968) oder als subaerische Schuttströme (Hampton 1972), meist aber aus dem subaquatischen Milieu (Abbate *et al.* 1970, Hubert *et al.* 1977). Sie benötigen immer wassergesättigte Sedimente und sind deshalb subaquatisch sehr viel häufiger. Auch ihre Erhaltung ist dort wahrscheinlicher. Schließlich spricht der Übergang zu turbiditischen Ablagerungen dafür, daß es sich um subaquatische Vorgänge gehandelt haben muß.

Abb. 70 faßt in einer Tabelle die Einteilung von Massenbewegungen nach ihrem mechanischen Verhalten bzw. nach ihrem Fließcharakter zusammen. Dabei muß man beachten, daß die Einteilung nach den verschiedenen Tragmechanismen der Komponenten nur die Endglieder eines Kontinuums darstellen, die in natürlichen Gravitativen Sedimentströmen zu verschiedenen Zeitpunkten an gleichen oder verschiedenen Orten oder auch gleichzeitig wirk-

MECHANISCHES VERHALTEN	BEZEICHNUNG DES VORGANGS		TRAGMECHANISMUS DER KOMPONENTEN
"elastisch"	ROCK FALL / FELSSSTURZ / STEINSCHLAG		
	SLIDE / RUTSCHUNG	GLIDE / GLEITUNG SLUMP (ROTATIONAL SLIDE)	
"plastisch"	FLOW TRANSPORT DEBRIS FLOW / SCHUTTSTROM (MASS FLOW)	COHESIVE DEBRIS FLOW / KOHASIVER SCHUTTSTROM oder MUD FLOW / SCHLAMMSTROM GRAIN FLOW	Matrixkompetenz Matrixdichte
		LIQUEFIED FLOW / LIQUIFIZIERTER STROM	dispersiver Druck durch Kornkollisionen Entwässerungsstrom (teilweises Tragen der Körner)
"flüssig"	SEDIMENT GRAVITÄT / GRAVITATIVER SEDIMENT- / FLUIDALER STROM	VISCOUS GRAIN FLOW ?	Entwässerungsstrom (volles Tragen der Körner) Turbulenz der Flüssigkeit
		FLUIDIZED FLOW / FLUIDISIERTER STROM TURBIDITY CURRENT / TRÜBESTROM	

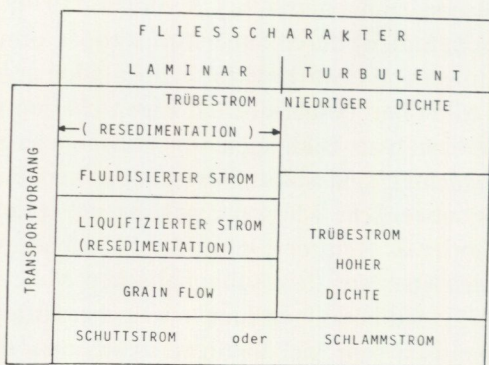


Abb. 70. Einteilung von Massenbewegungen nach mechanischem Verhalten (oben, nach NARDIN *et al.* 1979, LOWE 1979) und nach dem Fließcharakter des Stroms (rechts, nach LOWE 1979).

sam sein können. Auch die verschiedenen Vorgänge sind in der Natur durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden; der in der Literatur immer wieder beschriebene graduelle Übergang von Schuttstrom-Ablagerungen in Turbidite (z.B. Kuenen 1952, Middleton & Hampton 1976, Allen 1971, Hiscott & Middleton 1979) macht wahrscheinlich, daß auch ein gradueller Übergang der Transportmechanismen vorkommt (Hampton 1972). Durch laterale Diffe-

renzierung der Ströme, schwankende Strömungsgeschwindigkeit, Behinderung durch frühere Ablagerungen usw. gibt es außerdem in der Natur mannigfache Modifikationen von diesen idealisierten Vorgängen. Deshalb ist es bemerkenswert, daß nahezu alle Eigenschaften, die von aus Massenbewegungen abgelagerten Sedimenten überhaupt erwartet werden können, im Arbeitsgebiet wiedergefunden werden können.

„Elastische“ Massenbewegungen sind z.B. in der Form von Steinschlag in der unmittelbaren Umgebung des Kristallinvorkommens bei Lappgrubban (A 12) vorhanden, wo Schutt von den steilen Flanken des Hügels mit Arkose-Breccie herabgefallen ist und nun im Loftarsten bzw. als erratische Gerölle in den Tonsteinen der Dalby-Schichten liegt. Transport ist hier praktisch nicht vorhanden, wie die deutliche Abnahme der Häufigkeit der Klaster innerhalb von Metern andeutet. Die kleinen Schüttungen von Breccie in die Dalby-Schichten in A 11 (Abb. 21) wird ebenfalls als durch das lokale Relief erzeugter Steinschlag interpretiert.

Als Beispiel einer Gleitung (durch gravitative Kräfte erzeugte Bewegung eines im wesentlichen kohärenten, intern nicht deformierten Schichtpaketes) sei die syndementäre Falte in A 23 erwähnt. In einem Aufschluß bei Bergsböle (A 172/83) sieht man, wie Orthocerenkalk samt feinlaminiertes grünlicher Zwischenlage bewegt worden ist. Der Kalk als das sprödere Material wird in einzelne Schollen zerlegt und die Zwischenräume mit der laminierten, Fließgefüge zeigenden Tonschicht ausgefüllt. Wegen der erhaltenen Lamination des Tonsteins ist diese Ablagerung als „Slump“ zu interpretieren. Diese Beispiele sind allerdings die einzigen, die ich finden konnte, bei denen die plastische Grenze mit Sicherheit nicht überschritten worden ist.

Die Breccie bei Åsan (A 10/79) hat sich kurz vor der Ablagerung ebenfalls als „Slump“ bewegt. Die Bewegung hat hier deutlich an gebogenen Scherflächen stattgefunden („Rotational Slide“). Die listrischen Scherflächen, an denen Aufschiebungen stattgefunden haben, sind typisch für die Frontabschnitte von Rutschungen (Schwarz 1982). Allerdings belegt das Vorkommen von aufgenommenen Klaster aus dem Untergrund und von Extraklaster, daß die Breccie in einem früheren Stadium plastisch bewegt worden ist. Ähnliche Verhältnisse findet man auch in der Kullstaber-Breccie A 23 und in A 34/79 (650 m südwestlich von Kullstaber). Dies sind also Ablagerungen eines früher als Schuttstrom geflossenen Sediments.

Echte Schuttströme tragen grobe Komponenten hauptsächlich durch ihre kohäsive Matrix. Allerdings spielt der Auftrieb, den die Komponenten in einer sehr dichten Flüssigkeit erfahren, ebenso eine große Rolle. Rodine & Johnson (1976) konnten zeigen, daß der Auftrieb nicht abhängig vom Dichteunterschied des Ton-Wasser-Gemischs zu den festen Körnern, sondern vielmehr eine Funktion der schlechten Klassierung ist: Die Mischung von Wasser und Ton ist kohäsiv und kann kleine Quarzkörner tragen. Das durch das Tragen der Sandkör-

ner erhöhte durchschnittliche Einheitsgewicht erlaubt das Tragen von größeren Partikeln. Dieses Aufeinander-Aufbauen setzt sich fort, bis der gesamte Schutt getragen wird. Bei genügend schlechter Klassierung reichen weniger als 5 Volumen-% von Ton-Wasser Gemisch als Matrix aus, daß die Körner sich nicht verhaken, sondern frei verschiebbar bleiben und der Schuttstrom sich auch auf sehr flachen Hängen weiterbewegen kann. Fällt die antreibende Kraft unter die Scherfestigkeit des Sediments, „friert“ der Strom „ein“. Das Ergebnis sind matrixgestützte „Pebbly Mudstones“, Tilloide, „Boulder Clays“ (Geröllton) oder Diamiktite. Ablagerungen Echter Schuttströme stellen im Arbeitsgebiet vermutlich die matrixgestützten, polymikten Breccien dar, die sich durch schlechte Durchmischung auszeichnen, also typischerweise die Anreicherung von Granitkomponenten in Nestern (z.B. Nyckelberg, Eisenbahnprofil bei Ynntjärnen). Die Konzentration der größten Klasten an der Basis in manchen Aufschlüssen deutet an, daß sie nicht voll von der Kompetenz der Matrix und dem Auftrieb getragen werden konnten (vgl. Lowe 1979).

Die Sedimentation aus einem Echten Schuttstrom ist typischerweise laminar. Dies zeigt sich an der immer wieder beschriebenen, trotz der tonigen Matrix vorhandenen, einheitlichen Orientierung plattiger Komponenten parallel zur Basis oder mit Inklinationen zu ihr (Keith & Friedman 1977, Enos 1977, Hubert *et al.* 1977). Laminares Fließen zumindest im letzten Stadium deutet sich auch bei der Lockne-Breccie indirekt durch die manchmal vorhandene subparallel zum Untergrund oder schräg dazu einheitliche Orientierung plattiger Komponenten an (Abb. 33, Abb. 41). Einen direkten Beweis laminaren Fließens findet man dort, wo sich eine schwache, meist weitständige „Schichtung“ in der Lockne-Breccie ausgebildet hat (Abb. 38). Diese wird mit einem bei der Verlangsamung des Stromes entstandenen Ausdehnen des „Starren Pfropfens“ („Rigid Plug“, die Zone innerhalb eines Schuttstromes, in der die Scherbeanspruchung niedriger ist als die Festigkeit der Matrix und die passiv im Strom mittransportiert wird, Middleton & Hampton 1976) erklärt, das die laminaren Scherbewegungen an seinem Rand quasi „eingefroren“ hat (Enos 1977). Diese Scherflächen können, wo sie nicht gerade oder horizontal verlaufen, zur Rekonstruktion der Fließrichtung benutzt werden (A 34/79, A 10/79, A 23/83).

Häufig findet man eine Korrelation der Komponenten bzw. der Conodonten der Lockne-Breccie und des Liegenden, woraus man auf nur sehr kurze Transportweiten schließen kann. In anderen Fällen (z.B. Ängsbacken) nimmt das Alter der Conodonten in der Breccie nach oben zu. Dies könnte synsedimentäre Aufschiebungen eines früheren „Slide“-Stadiums reflektieren, zeigt aber deutlich, daß der Strom nicht homogenisiert worden ist. Ein weiteres Kriterium für eine sehr kompetente Matrix ist die manchmal deutliche, unregelmäßige Oberfläche der Lockne-Breccie, obwohl dies natürlich auch Erosionsstrukturen des darüber abgelagerten Loftarsten sein könnten.

Echte Schuttströme mit großer Matrixkompetenz sind in der Lage, auch km^3

große Komponenten zu tragen, und so können auch Olistolithe von Granit, die in Kloxåsen und vor der Skute-Decke in der Breccie schwimmen, als Ablagerungen von Schuttströmen angesprochen werden. Große Klasten, die nicht voll von der Matrix getragen werden, können auch rutschend oder rollend, von der Sediment-Wasser-Matrix vorwärts geschoben, als Schleppfracht am Boden transportiert werden (Lowe 1979).

Hampton (1979) fand an subaerischen Schuttströmen, daß diese durch die kombinierten Effekte von Kompetenz und durchschnittlicher Dichte der Matrix nur sehr viel kleinere Körner zu tragen vermocht hätten, als sie tatsächlich transportierten. Er schloß daraus, daß – weil sie laminar flossen – dispersiver Druck durch Kornkollisionen ein wesentlicher Faktor beim Tragen sein müsse. Ähnliches hat auch Lowe (1979) aus der Textur der „Pebbly Mudstones“ abgeleitet. Es handelt sich also nicht um Echte Schuttströme, sondern um eine Kombination aus Echem Schuttstrom und „Grain Flow“. Die bei der Lockne-Breccie häufig beobachtete Zunahme der Kristallinklasten nach oben deutet eine Differenzierung des Stromes an, bei dem Kornkollisionen eine gewisse Bedeutung erlangt haben, und der vermutlich bereits etwas verdünnt war. Die sehr häufigen, polymikten Breccien mit homogen im Gestein verteilten Extraklasten deuten auf Turbulenz und/oder Kornkollisionen als zusätzliche Tragmechanismen; entsprechend findet man bei ihnen häufig korngestützte Gefüge.

Die Eigenschaften eines Sediments spiegeln im Grunde genommen zunächst den Vorgang wider, durch den es abgelagert worden ist, und es ist schwierig, hieraus die Art des Sedimenttransports vor der Ablagerung zu rekonstruieren. Besonders im Übergangsbereich zwischen Schuttstrom-Ablagerungen und Turbiditen erleichtert die Betrachtung von Sedimentationsmodellen die Interpretation der Gesteine.

Für die Sedimentation aus einem Trübestrom unterscheidet man zunächst zwischen der aus einem proximalen und der aus einem distalen Trübestrom (Walker 1967). Wird ein Trübestrom in einem sehr frühen Stadium abgebremst, gibt es wegen der fehlenden lateralen Differenzierung des Stromes keine Gradierung der Schichten. Es findet eine sehr schnelle Sedimentation statt. Deshalb gibt es keine ausgeprägte Traktionsphase, weil das Sediment sofort verschüttet wird. Es resultieren massige Bänke ohne Internstrukturen. Das Fehlen einer Traktionsphase wird durch die Orientierung länglicher Körner parallel zur Bewegungsrichtung angezeigt; die schnelle Schüttung verhindert einen Transport durch Rollen. Eine solche deutlich ausgeprägte Einregelung länglicher Körner findet man oft im Loftarsten (siehe Abschnitt S. 112 ff.).

In distalen und lateral differenzierten Turbiditen beobachtet man ausgeprägte Sohlmarken, Traktionsstrukturen und die Unterteilung der Ablagerungen des bekannten BOUMA-Zyklus (Bouma 1962). In ihm zeigt sich eine nach oben abnehmende Strömungsgeschwindigkeit und Sedimentationsrate und ein zuneh-

mender Einfluß von Traktion von unten nach oben. Er entspricht der lateralen Differenzierung des Trübestromes.

Verschieden große Körner werden in Massenbewegungen von verschiedenen Mechanismen getragen (Lowe 1976a, 1976b). Deshalb muß man die Sedimentation ebenfalls unter dem Aspekt mehrerer Kornpopulationen betrachten. Die verschiedenen Populationen (Körner der Größe bis etwa Mittelsand; Grobsand bis Feinkies; grober Kies und Blöcke) können während unterschiedlicher Sedimentationswellen abgelagert werden, wenn die Effizienz der sie tragenden Mechanismen nachläßt. Korngrößen bis etwa zum Mittelsandbereich können allein durch Turbulenz in Schwebelage gehalten werden, Grobsand und Feinkies werden zusätzlich durch Auftrieb in der dichten Porenflüssigkeit aus Wasser, Ton und Sand getragen und dadurch, daß ihre eigene Konzentration so hoch ist, daß die Sedimentation behindert wird. Körner von Kies- oder Blockgröße werden von Turbulenz, Auftrieb durch die Matrix, behinderte Sedimentation und den dispersiven Druck durch Kornkollisionen getragen. Behinderte Sedimentation, Auftrieb durch die Dichte der Matrix und dispersiver Druck sind direkt abhängig von der Kornkonzentration; deshalb ist anzunehmen, daß alle groben Körner sehr schnell ausfallen werden, wenn die Sedimentation erst einmal angefangen hat (Lowe 1982).

Lowe (1982) entwickelte Sedimentationsmodelle für den Übergangsbereich zwischen „echten“ Turbiditen und Schuttstromablagerungen, die im folgenden kurz beschrieben werden.

Bei der Sedimentation aus einem feinkiesigen Trübestrom hoher Dichte lassen sich drei Stufen der Sedimentation erkennen:

1. Der etwas unetwige Strom lagert einen Teil seines Sediments in einer basalen Schicht ab. Interaktion des Stroms mit dieser Schicht kann zur Ausbildung von Horizontal- oder Schrägschichtungsstrukturen führen, was in vielen proximalen Turbiditen beschrieben wird (Middleton & Hampton 1976, Hiscott & Middleton 1979). Diese Strukturen haben nichts mit den normalerweise an den Tops von Turbiditen beschriebenen zu tun (Aalto 1976). In dieser Phase kann der Strom kräftig erodierend wirken, man findet linsige Schichten und verschmelzende Ströme („Amalgamation“, Walker 1978).

Ablagerungen dieser Phase findet man bei Lappgrubban (A 12). Die hier vorhandenen Rinnen gaben vermutlich Anlaß zu Asklund's (1938) Interpretation als Wildbachrinnen, sie sind aber als die typischen Erosionsverfüllungen („Scour-and-Fill“) dieser Sedimentationsphase zu erklären, ebenso wie die verschmelzenden Ströme (Amalgamation) und linsige oder unregelmäßig dicke Bänke (Abb. 42, Abb. 43, Abb. 64).

2. Bei größeren Geschwindigkeitsschwankungen werden die suspendierten Sedimente an der Basis des Stromes konzentriert. Dadurch werden Korninteraktionen zunehmend wichtiger, was zu einer dünnen basalen Schicht führt, in der

Körner nicht mehr durch Turbulenz, sondern durch den dispersiven Druck von Kornkollisionen in Schwebe gehalten werden (dem „Traction Carpet“ nach Dzulinsky & Walton 1962). In proximalen Turbiditen findet man häufig an der Basis dünne, invers gradierte Schichten unter den massigen Bänken (Hiscott & Middleton 1980).

„Traction-Carpet“-Sedimente im Sedimentationszyklus des Grobsandes/Feinkieses sind im Lockne-Gebiet zwar nur selten entwickelt, aber durchaus vorhanden (Abb. 42, Abb. 43).

3. Bei noch höherer Ausfallrate von Sediment bleibt keine Zeit für die Ausbildung der Stufen 1 und 2, sondern es findet eine Ablagerung direkt aus der Suspension statt. Die Ablagerung schreitet von unten nach oben fort. Die Schichten sind korngestützt, zeigen aber keine Traktionsstrukturen, sind massig oder zeigen primär ausgebildete Entwässerungsstrukturen wie Teller- oder Säulenstrukturen.

Säulenstrukturen sind in feinkörnigem Loftarsten häufig zu finden, aber auch andere Entwässerungsstrukturen, z.B. Wickelschichtung („Convolute Lamination“) im Loftarsten bei Målingen. Steht das Sediment bei der Ablagerung und Entwässerung noch unter einer Scherbeanspruchung, können die Entwässerungsstrukturen wie in Abschnitt S. 104 ff. beschrieben, deformiert werden. Dieser Mechanismus kann in sehr kurzer Zeit große Mengen von Sediment abladen. Das feine Sediment kann in einem Residualstrom als Trübestrom niedriger Dichte weitertransportiert werden (Walker 1965). Diese Residualströme können die eben abgelagerten Sedimente liquifizieren, unter Scherbeanspruchung setzen oder aufarbeiten.

Diese 3 Stufen werden von Lowe (1982) als S_1 , S_2 und S_3 bezeichnet. S_1 - S_3 bezeichnet und unterteilt den Abschnitt T_a der klassischen BOUMA-Sequenz (Abb. 71). In dem Residualstrom, der hier als Trübestrom niedriger Dichte interpretiert wird, findet man aber immer noch grobes Sediment, in seinen Ablagerungen auch S_3 -Schichten, sodaß der Übergang von Trübeströmen hoher Dichte zu solchen niedriger Dichte fließend sein muß.

Beim Vorhandensein aller drei Kornpopulationen läßt sich etwa folgendes Schema der Sedimentation erkennen:

Wegen der Anwesenheit aller Kornpopulationen dürfte der Mechanismus des Sedimenttransports zwischen dem „Density Modified Grain Flow“ (Lowe 1976a) und, bei mehr verdünnten und sandigeren Strömen, hochturbulentem Fließen liegen. Das meiste sehr grobe Material wird vermutlich an der Basis in einem „Traction Carpet“ transportiert. Wenn die Geschwindigkeit des Stromes abfällt, wird der Grobkies sofort als invers gradierte Basisschicht unter normal gradierten Suspensionssedimenten abgelagert („Inversely-to-Normally Graded Conglomerate Facies“, Walker 1977). Bei sehr großer Unstetigkeit des Stromes findet eine Sedimentation auch des Grobkieses direkt aus der Suspension statt,

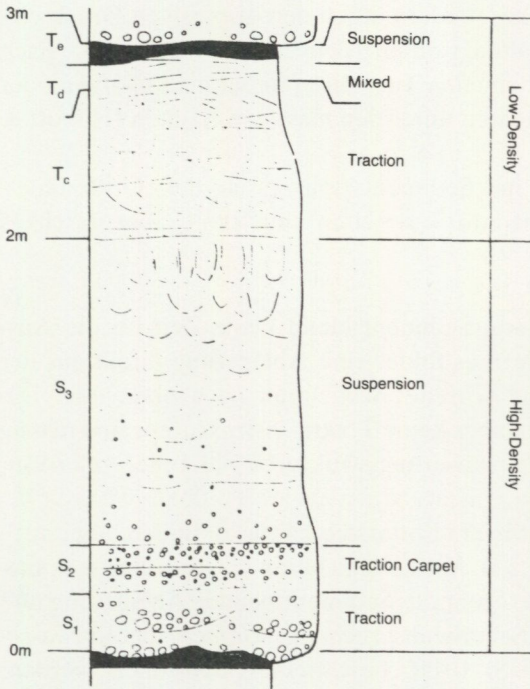


Abb. 71. Idealisierte Ablagerung eines feinkiesigen Trübestromes hoher Dichte; an der Basis die Abschnitte S_{1-3} , die dem T_a -Abschnitt der normalen BOUMA-Sequenz entsprechen, überlagert von Sedimenten der T-Sedimentationswelle. Diese schließen den T_c -Abschnitt am Top ein, unterlagert vom T_b -Abschnitt mit Parallellamination sowie großmaßstäbigen Schrägschichtungsstrukturen, die nicht Teil der normalen BOUMA-Sequenz sind. Sehr leicht modifiziert aus LOWE (1982).

ohne daß sich ein „Traction Carpet“ ausbildet („Graded Conglomerate Facies“, Walker 1977). Der Reststrom ist ein feinkiesiger Trübestrom hoher Dichte und kann – bei weiterer Abnahme der Fließgeschwindigkeit – wie oben beschrieben sedimentieren. Oft wird er aber weiterfließen, da seine Körner nun hauptsächlich durch Turbulenz getragen werden und dispersiver Druck durch Kornkollisionen nicht mehr wichtig ist. Deshalb sind Turbidite, die sowohl die Grobkies- als auch die Feinkies-Phase enthalten, selten. Meist findet man eine laterale Differenzierung von Sand- und Kiesablagerungen. Die einzelnen Stufen der Ablagerungswelle der Kiesfraktion werden von Lowe (1982) mit R_1 (Grobkies mit Traktionsstrukturen), R_2 (invers gradierte „Traction-Carpet“-Ablagerungen) und R_3 (normal gradierte Kiesablagerungen) bezeichnet.

Die beschriebenen Sedimentationswellen können in einem sehr schematischen Diagramm dargestellt werden (Abb. 72). Ablagerungen der „Gradierten Konglomerat-Fazies“ bzw. R_3 -Ablagerungen sind im Arbeitsgebiet sehr häufig zu finden, während R_2 -Sedimente bzw. die Invers-nach-Normal Gradierte Konglomerat-Fazies nur selten und dann auch nur undeutlich ausgebildet zu finden ist. In vielen Fällen findet im Lockne-Gebiet ein direkter Übergang der R_3 -Sedimentation in die S_3 -Sedimentation statt. Dies könnte auf einen sehr schnell abbremsenden Strom zurückzuführen sein, für das möglicherweise das besondere Ablagerungsmilieu des Loftarsten verantwortlich ist. Schuttströme fließen im Gegensatz zu echten Trübestromen nicht in Rinnen (punktförmiges Lieferge-

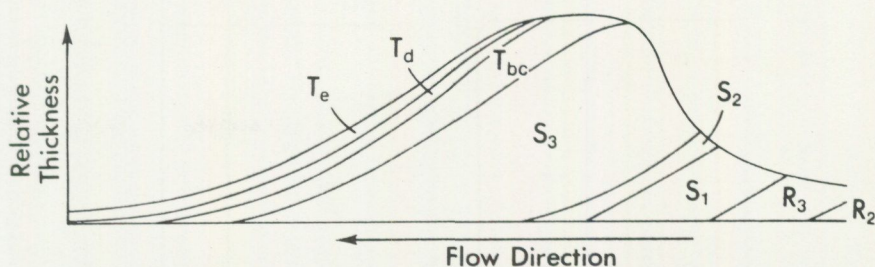


Abb. 72. Generalisiertes Diagramm der Veränderung einer Turbidit hangabwärts in Sedimentationswellen. Die Ordinate repräsentiert die Basis des Turbidits. Man kann die ungefähre Zusammensetzung des Turbidits und die ungefähre Mächtigkeit der Ablagerung an jedem Punkt der Bewegung des Trübestroms ablesen. Aus Lowe (1982).

biet) sondern eher flächenhaft (linienförmiges Liefergebiet; Nardin *et al.* 1979, Schlager & Chermak 1979). Für die Entwicklung eines lateral gut differenzierten Trübestromes ist der Transport in Rinnen entscheidend; die seitliche Begrenzung „hält den Strom zusammen“. Am Mündungspunkt der Rinne gibt es eine rapide seitliche Ausdehnung, und die erste Sedimentationswelle setzt ein mit der Ablagerung des R-Abschnitts, eventuell auch der S-Ablagerungen. Lüthi (1981) fand in Experimenten an nicht kanalisierten Trübestromen eine äußerst schnelle Abnahme der Transportgeschwindigkeit. Insoweit der Loftarsten als sehr verdünntes und turbulentes Differenziat der Schuttströme angesehen wird, kann man von einem flächenhaften Transport ausgehen. Diese Annahme wird verstärkt durch die flächenhafte Verbreitung des Loftarsten um das mögliche Liefergebiet (das Kristallin) herum; die Längsachse seiner Verbreitung läuft deutlich parallel zum Liefergebiet und nicht senkrecht dazu. Das schnelle Ausfallen der größeren Komponenten, das auch an den oft vorkommenden Entwässerungsstrukturen deutlich wird, erklärt die schnelle Korngrößenabnahme des Loftarsten, wenn man sich vom Kristallin entfernt (z.B. in Hällnåset oder bei Lappgrubban, wo an der Bahn (A 12/83) noch Grobsand bis Feinkies abgelagert wurde und nur 200 m weiter im Straßenanschnitt (A 134/83) die Korngröße nur noch im Mittel- bis Feinsandbereich liegt). Nach Ablagerung der R- und S-Sedimente kann das restliche Sediment als feinkörniger Trübestrom niedriger Dichte weitergelaufen oder etwas später sedimentiert worden sein. Diese feinkörnigen Turbidite zeigen nach Walker (1967) und Lüthi (1981) typischerweise den Ausfall des T_a -Abschnittes und nur die Abschnitte T_b bis T_c des BOUMA-Zyklus.

HERKUNFT DES MATERIALS

In den vorangegangenen Abschnitten wurde deutlich, daß die Breccie und der Loftarsten aus lokalem Material zusammengesetzt sind, das oft aus Gesteinen abgeleitet werden kann, die ihr Liegendes bilden und/oder durch den Strom aufgenommen worden sind. Ansonsten spiegelt die Breccie die Zusammensetzung des abgerutschten Sedimentstapels wider.

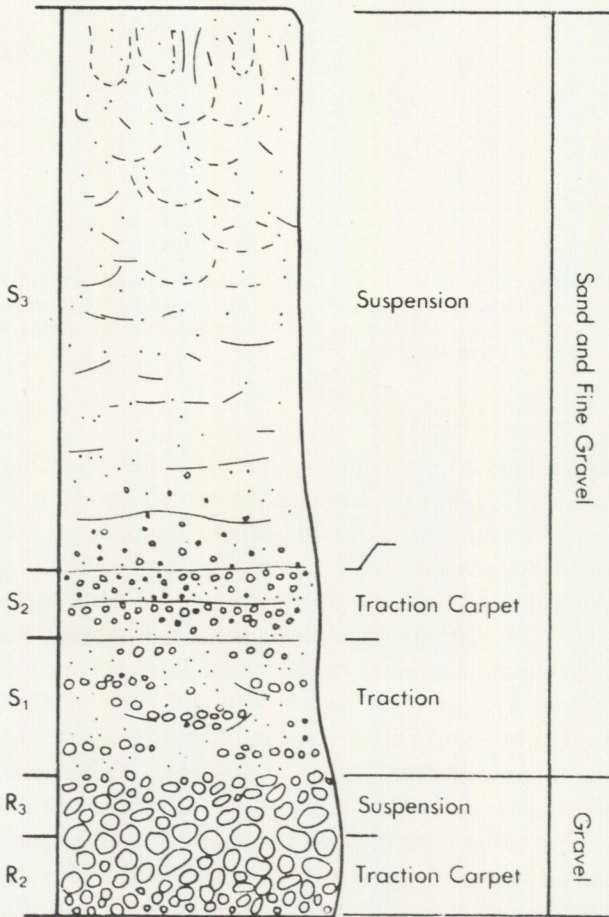


Abb. 73. Idealisierte Abfolge der Sedimentationseinheiten eines einzigen Trübestroms hoher Dichte in kiesigen und sandigen Sedimentationswellen. Wegen der lateralen Trennung hangabwärts von Kiessedimentation und Sandsedimentation werden solche kompletten Sedimentationseinheiten nur selten gebildet. Aus LOWE (1982).

Die meisten der Karbonatklasten stammen aus dem Orthocerenkalk. Sehr untergeordnet findet man auch Stinkkalkklinsen. Viele der gerundet erscheinenden Kalkkomponenten können aus den knolligen Abschnitten des Orthocerenkalks abgeleitet werden. Die meisten größeren Kalkkomponenten sind aber angular bis kantengerundet. Diese Anrundung kann diagenetischen Ursprungs sein. Orthocerenkalkkomponenten kommen sowohl als Weichgerölle mit auffälligen Biegungen vor, aber auch als im steifplastischen Zustand deformierte Komponenten mit „Platzrissen“ (Remane 1970). Viele Komponenten waren aber bei der Umlagerung auch sicher schon lithifiziert. Viele Blöcke zeigen ein in der Breccie beginnendes weiteres Zerbrechen an. Dies kann entweder auf

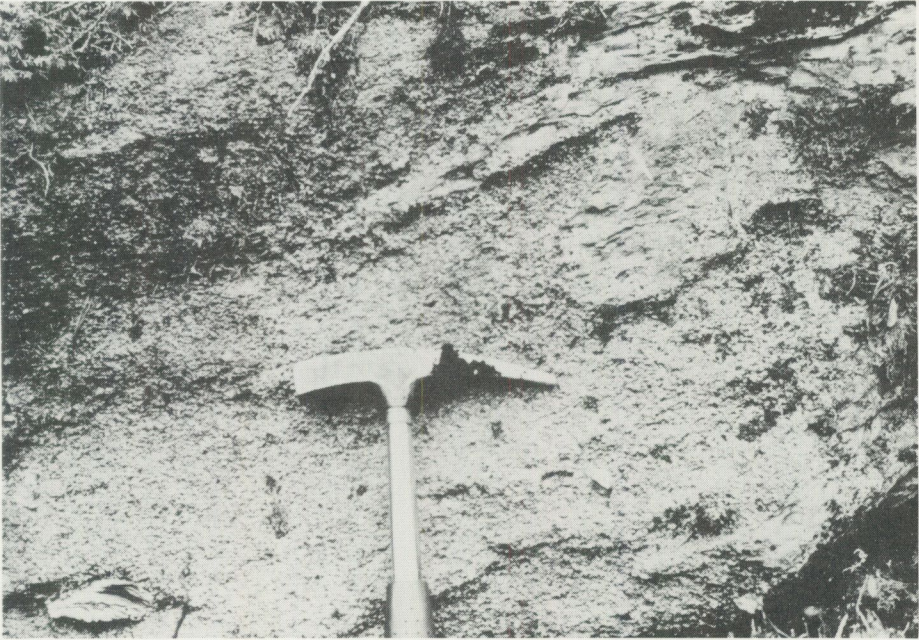


Abb. 74. Kopfgroße Scholle von weich deformiertem Tonstein (schlieriger Umriss) in Loftarsten, vermutlich durch Erosion des Stromes aus dem Liegenden aufgenommen. Wegen der geringen Dichte des Tones konnten auch noch sehr große Komponenten davon transportiert werden. Unten links eine kleinere, eingewickelte Tonstein-Komponente. (A 12/83).

turbulentes Fließen hinweisen oder ist durch Gleiten über eine unregelmäßige Oberfläche erzeugt (Richter & Füchtbauer 1981). Das Vorkommen der großen Schollen selbst verweist aber auf ein primäres Zerlegen des Schichtverbandes in Einzelteile.

Spalten sind in dem unterlagernden Orthocerenkalk ein relativ häufig anzutreffendes Merkmal. Die meisten dieser Spalten sind mit Breccienmaterial verfüllt. Viele der Spalten streichen in NNE–SSW-Richtung. Dies könnte mit Dehnungstektonik bei der Absenkung der Geosynklinale erklärt werden; gegen eine solche Erklärung spricht aber die Tatsache, daß es eine gute Korrelation der Spaltenrichtung mit dem unabhängig davon ermittelten Paläogefälle auch da gibt, wo dies quer zum Streichen der Geosynklinale orientiert ist (A 10/79). Die Spalten repräsentieren also entweder bruchhaftes Reagieren der Kalke auf Bewegungen des Untergrundes (der sich natürlich eher an parallel zur absinkenden Geosynklinale verlaufenden Störungen bewegt haben dürfte), oder sie sind durch kleinste Rutschungen des Kalkes auf mergeligen Zwischenlagen in Richtung des Paläogefälles entstanden. Durch die z.T. sehr tiefgreifenden Spalten werden auch Komponenten wie die von Orthocerenkalk in Lunne-Fazies verständlich, deren längste Achse senkrecht zur Schichtung verläuft (A 45/79).



Abb. 75. Internbreccierter Orthocerenkalk mit stellenweise sehr gut korrespondierenden Korngrenzen. (A 53).

Obwohl einige Spalten (insbesondere bei Flon) von der Morphologie her Verkarstungshohlräumen ähneln, wurden keine Beweise für subaerische Exposition gefunden. Daß die Spaltenwände oft nicht miteinander korrespondieren, könnte mit kleinen lateralen Verschiebungen erklärt werden, die Zurundung einiger morphologischer Details mit Drucklösungsvorgängen (Schöll & Wendt 1971). In keinem Fall konnte überhaupt längeres Offenstehen der Spalten nachgewiesen werden. Fossilien in Lebensstellung und angebohrte Spaltenwände wurden trotz intensiver Suche nicht gefunden, obwohl Spalten bevorzugte Lebensräume beispielsweise für Brachiopoden sind (Schöll & Wendt 1971). Die Matrix in Flon enthält allerdings einige (allochthone) Brachiopoden. Die Spalten zeigen nicht die für offenstehende Hohlräume typische Hungersedimentation oder Horizontalschichtung, sondern manchmal sogar wandparallele Schichtung in der Füllung und sind somit schlagartig verfüllt worden. Das Fehlen von geopetalen Füllungen im obersten Teil des schichtparallelen Ganges in A 10/79 läßt vermuten, daß er sich seitlich nicht weit fortsetzt und die Füllung nicht normal sedimentiert, sondern eingepreßt wurde.

Zonen unterschiedlicher Absenkung sind nach Richter & Füchtbauer (1981) Gebiete mit Bildung von Spalten und sogenannten Internbreccien. Eine Entstehung der Karbonatklasten aus Internbreccien halte ich für wahrscheinlich, zumal man internbreccierte Orthocerenkalk als Teil in der Lockne-Breccie findet, der vermutlich als „Starrer Pfropfen“ transportiert worden ist (Abb. 75).

Das Bereitstellen von frischen, großen und angularen Kristallinklasten ist am besten durch tektonische Rüttung denkbar. Wie bereits oben ausgeführt, ist das Grundgebirge in bestimmten Zonen kräftig brecciiert und mit tonigem oder bituminösen Material verfüllt. Diese Matrix bietet ein Schmiermittel, das vermutlich die entscheidende Rolle beim Abgleiten von Olistolithen von Arkose-Breccie in die Lockne-Breccie gespielt hat. In einigen Fällen sind Blöcke von Arkose-Breccie auch weiter entfernt von den Kristallinhochs beobachtet worden. Dies könnte auf eine gewisse Kohärenz durch die bituminöse Matrix oder auf Zementation der Arkose-Breccie im Ordovizium deuten. Andererseits ist die Arkose-Breccie im Mittelordovizium vermutlich auch neu gebildet worden, wie die manchmal kalkig-tonige Matrix zeigt, die auch Fossilien und Conodonten geliefert hat.

Die Herkunft der Vulkanitfragmente bleibt zunächst ungeklärt, da aus dem Grundgebirge oder dem Paläozoikum des Autochthon bisher keine Pyroklastika beschrieben sind. Das Agglomeratvorkommen in der Arkose-Breccie bei Bergsböle¹ zeigt, daß das Grundgebirge von Vulkaniten durchschlagen wird. Auch die Komponenten von Rhyolith und die stark vergrüneten, vermutlich ehemals basischen Tuffite zeigen Vorkommen an, obwohl sie auf der geologischen Karte 1:1 Mio. nicht vermerkt sind.

URSACHEN DER RUTSCHUNGEN

Aussagen über den tatsächlichen Auslöser der Massenbewegungen müssen notwendigerweise spekulativ bleiben. Als Auslöser sind beschrieben worden (Zusammenfassung bei Schwarz, 1982):

1. Anhäufung des Sediments (durch hohe Sedimentationsrate über eine lange Zeit, meist kombiniert mit anderen Ursachen, z.B. im Deltabereich; kurzfristige hohe Sedimentationsrate, z.B. Überflutungssedimente; Überladung bei Sedimentation auf unterkonsolidierten Sedimenten; Übersteilen des Böschungswinkels bis zu einem kritischen Winkel)
2. Erdbeben
3. Tektonische Ursachen
4. Strömung und Wellenschlag (entweder durch normale Bodenströmungen, durch Hurricanes ausgelöst, oder durch Tsunamis)

¹Das Vorkommen ist auf der neuen geologischen Karte von Jämtland (SGU, Ca 53) auskartiert.

5. Erosion (Unterschneiden entlang steiler Böschungen in Flüssen oder marinen Klippen durch kräftige Konturströme)
6. Herausheben der Sedimente über den Wasserspiegel (Verlust der Auftriebskraft)
7. Änderung der physico-chemischen Eigenschaften (Einfluß von Süßwasser auf marine Tone)
8. Porenwasserüberdruck (erzeugt durch tektonischen Stress, schnelle Sedimentation, Auftriebsverluste, Entwicklung von Gas z.B. durch Zersetzung organischer Substanzen)

In fossilen Beispielen wird tektonische Aktivität bei weitem am meisten als Ursache angegeben; zum einen, weil sie in der Lage ist, die für die Rutschungen notwendigen Rahmenbedingungen herzustellen (Relief), zum anderen, weil sie in der Form von Erdbeben einen effektiven Auslöser bietet.

Die Vorkommen von Lockne-Breccie und Loftarsten scheinen auf das Gebiet am Westrand des Baltischen Schildes, auf den Übergangsbereich zum mobilen Bereich der Geosynklinale beschränkt zu sein. Diese Zone ist im Tåsjö-Gebiet durch eine Scharnier-Zone gekennzeichnet (Gee 1972). Hier wurden präkambrisch angelegte, NNE-SSW streichende Störungen während der kaledonischen Orogenese reaktiviert und führten zu Abschiebungen großer Grundgebirgsblöcke parallel zur entstehenden Geosynklinale. Nach Gee (1972) gilt dies auch für weiter südlich gelegene Gebiete. Im Tåsjö-Gebiet führte die Bruchschollentektonik schon ab dem Unterordovizium zur Ausbildung einer Turbiditfazies in unmittelbarer Nähe einer kalkigen Schelffazies, in der die Sedimentationsrate durch die Bewegungsrate kontrolliert und durch tektonische Unruhe ausgelöst wurde. Im Gegensatz zu den Tåsjö-Turbiditen liegen die hier beschriebenen Klastika im Bereich der Schelfkarbonate, und so lassen sich während des gesamten Unterordoviziums keine großen Faziesveränderungen feststellen. Dennoch könnte bei fortschreitender Absenkung der Geosynklinale auch der stabile Kraton von Zerrungstektonik betroffen worden sein. Diese Bewegungen dürften aber sicher sehr selten und gering gewesen sein, weil keine größere Versenkung des Gebietes erfolgt ist (eher eine Verflachung, siehe unten) und nach einzelnen Rutschungen sich wieder eine Schelfkarbonatfazies ausgebildet hat.

Strömberg (1974) beschreibt das Vorkommen von großen, ziemlich breiten, NW-SE streichenden Störungszonen (Blattverschiebungen) in Jämtland, die präkambrisch angelegt sind und während der kaledonischen Orogenese reaktiviert wurden. Sie sind am kräftigsten im Unteren Allochthon ausgebildet und zeichnen sich durch Brecciiierung des Grundgebirges, plötzliche Sprünge in der Lithologie, nachkaledonische tektonische Bewegungen, syntektonische Ausbildung von Querfaltung und horstähnliche Bildungen aus. Einige dieser Blatt-

verschiebungszonen ziehen auch, schwächer ausgebildet, bis in das autochthone Grundgebirge. Strömberg (1974) führt die auch in Jämtland vorkommende Querfaltung auf Reaktivierung der Blattverschiebungen im Obersten Ordovizium/Unteren Silur zurück. Am Nordufer des Näkten bis nach Kloksåsen findet man auch im Arbeitsgebiet eine ausgeprägte Querfaltung mit z.T. überkippten Sätteln und vermutlich auch größeren Verwerfungsbeträgen des Grundgebirges, sodaß man auch hier vom Vorhandensein NW-SE streichender Blattverschiebungen ausgehen kann (Simon 1981).

Es gibt mehrere Hinweise darauf, daß auch im Locknegebiet das Grundgebirge während oder nach der kaledonischen Orogenese von Tektonisierung betroffen wurde. Dies ist direkt ersichtlich in Kloksåsen, wo im Djupdalen ein Verwerfungsbetrag von mindestens 25 m beobachtet werden kann; indirekt kann es geschlossen werden aus dem Vorkommen von Ablagerungen aus Gravitativen Sedimentströmen auf den höchsten Punkten des Lockne-Hochs (Loftarsten bei Änge, Loftarsten und Lockne-Breccie mit Olistolithen bei Nyckelberg und Lövsåsen). Auch hier kann eine NW-SE verlaufende Störung vermutet werden, an der die Nordostscholle, auf der Änge liegt, gehoben wurde (Abb. 2). Die Vulkanite im Loftarsten zeigen vulkanische und somit tektonische Aktivität auch schon im Mittelordovizium an (das Agglomeratvorkommen bei Bergsböle müßte genauer untersucht werden). Vulkanitvorkommen werden auf dem Baltischen Schild schon ab den Llandeilo beschrieben (Bergström & Nilsson 1974). In diesem Zusammenhang sei auch auf die Bentonitvorkommen im *Ogygiocaris*-Schiefer bei Lugnvik und Örän verwiesen (Karis & Larsson 1982) und auf eine Untersuchung von Modlinski (1978), der im polnischen Ordovizium aus der orogenen Tätigkeit der Kaledonischen Geosynklinale abgeleitete Tuffite und Bentonite untersuchte und eine deutliche Kulmination im Caradoc feststellte. Die Verfüllung der Spalten in der Arkose-Breccie bei Lockne mit Loftarsten deutet an, daß das Grundgebirge auch im Caradoc kräftigen tektonischen Zerrungen ausgesetzt war, da der Loftarsten wegen seiner karbonatischen Matrix anscheinend sehr schnell verfestigt war und bei sehr viel späterem Aufreißen der Spalten nicht bis in feinste Risse mit zur Spaltenwand paralleler Orientierung *einzelner Körner* hätte eindringen können.

Die Störung des Grundgebirges im Djupdalen, andere vermutete Störungen und viele auf der topographischen Karte erkennbare Elemente sind NNW-SSE gerichtet. Da die Blattverschiebungen NW-SE gerichtet sind, würde WNW-ESE gerichtete Zerrungstektonik (senkrecht zum Verlauf der Geosynklinale) in einem dextralen Bewegungssinn resultieren. In solchen Scherzonen findet im Anfangsstadium die Hauptbewegung entlang „Konjugierter Scherflächen“ oder „Riedel-Scherflächen“ statt (Wilcox *et al.* 1973), die bei einer dextralen, NW-SE verlaufenden Blattverschiebung etwa NNW-SSE verlaufen würden. Antithetische Konjugierte Scherflächen können zu einem völligen Zerlegen der Scherzone in einzelne, unabhängig voneinander reagierende Blöcke führen, die weiter

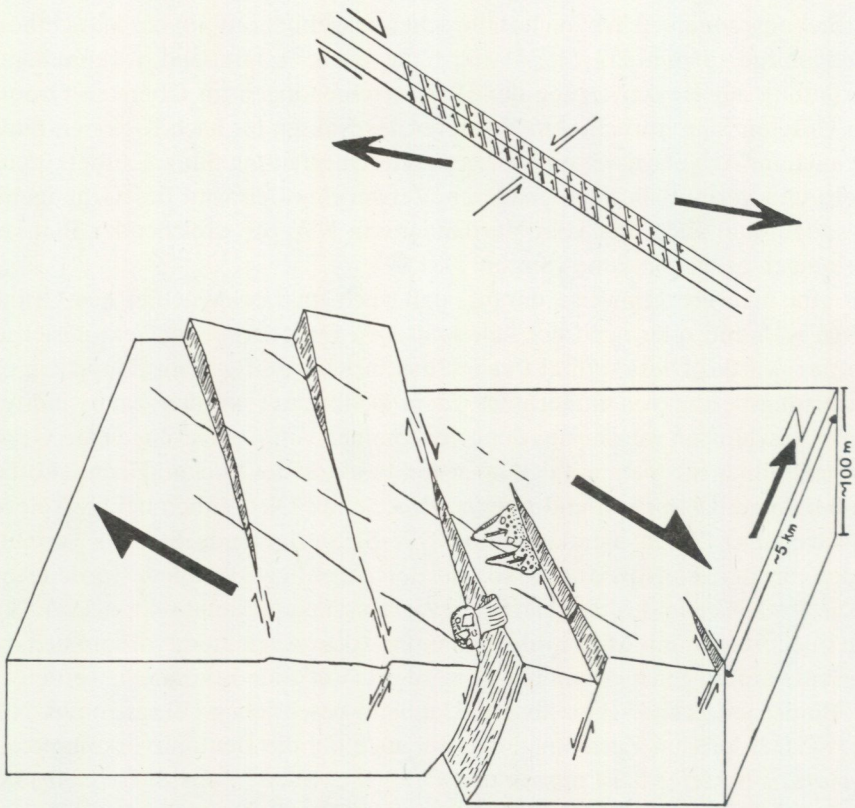


Abb. 76. Oben: Schematische Darstellung der Reaktivierung einer NW-SE verlaufenden Blattverschiebung durch WNW-ESE gerichtete Zerrung.

Unten: Zerlegung der Störungszone an „Riedel-Scherflächen“ in einzelne Blöcke. Sehr stark überhöht. Lage der Entstehung von Lockne-Breccie und Loftarsten sind sehr schematisch ebenfalls eingezeichnet.

zerschert werden oder Horste und Gräben bilden können. Dies bleibt natürlich sehr spekulativ und müßte weiter untersucht werden, bietet aber eine mögliche Erklärung für die anormalen tektonischen Strukturen im Arbeitsgebiet und die beobachtete Kleinmorphologie des Kristallins.

Andere mögliche Auslöser neben Erdbeben und sonstiger Tektonik sind schwer abzuschätzen oder im vorliegenden Fall auszuschließen. Punkt 1. tritt fast nur in schnell geschütteten Deltasedimenten, in Flußmündungen oder marinen Vorschüttsanden auf, für die hier keinerlei Anzeichen zu finden sind. Starke Strömungen und Wellenschlag haben den Ablagerungsraum des Orthocerenkalks anscheinend nicht erreicht (Lindström 1979), allerdings könnten Meeresspiegelschwankungen (in Verbindung mit gleichzeitiger Hebung einzelner Schollen?) dafür gesorgt haben, daß das Herkunftsgebiet in den Bereich starker

Strömungen oder der Wellenbasis bei schweren Stürmen geriet; Jux & Manze (1979) bestimmten das Caradoc als Zeit relativ niedrigen Wasserspiegels.

Unterschiede in der Sedimentationsrate oder der Art des sedimentierten Materials sind im vorliegenden Fall besonders schwer abzuleiten. Der beobachtete laterale Übergang der Kullstaberger-Breccie in gleichkörnige, geflaserte Kalke (Kårgårde-Kalk) könnte eine sedimentär angelegte Ursache andeuten. Die Flaserkalke sind im allgemeinen dickbankiger und ärmer an Conodonten als andere Orthocerenkalke (siehe auch Löfgren 1978). Dies könnte eine erhöhte Sedimentationsrate widerspiegeln. Allerdings sind die „normalen“ Orthocerenkalke stark kondensiert, worauf ihr Conodontenreichtum zurückzuführen sein kann. Diskontinuitätsflächen sind in den Flaserkalcken sehr selten, während sie in den „normalen“ Orthocerenkalcken oft nur wenige cm auseinanderliegen. Obwohl der Lösungsrückstand häufig von schwachen Strömungen weggeführt worden sein muß, bildet er manchmal auch mergelige Zwischenlagen, die Scherhorizonte bilden und bei der Entstehung synsedimentärer Gleitfalten (Lindström 1963) eine wichtige Rolle spielten. Die Flaserkalke könnten Zeiten verringerter Karbonatlösung darstellen und weitere Hinweise auf ein etwas verflachtes Meer geben.

Die Tonmineralogie spielt bei der Auslösung von Rutschungen ebenfalls eine wichtige Rolle, da Kaolinit und Illit schneller ausflocken als Montmorillonit, also instabiler abgelagert werden und eher zum Abrutschen neigen (Dott 1963). Im übrigen spielt auch der Silt- und Feinsandgehalt eine große Rolle, weil – im Gegensatz zur Tonfraktion – hier keine großen kohäsiven Kräfte wirksam werden und Feinsand und Silt wiederum eher in einer offenen, metastabilen Packung abgelagert werden als grobkörnigere Sedimente. Dieser Ansatz wäre interessant zu untersuchen, liegt aber außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

Rodine & Johnson (1976) führten aus, daß weniger als 5 % Ton-Wasser-Gemisch als Matrix ausreichen, um einen Schuttstrom mit vollem Tragen großer Komponenten zu erzeugen. Für einen Überblick wurde beim Auflösen von Proben der Breccie, des Liegenden oder von Komponenten die Fraktion $<63 \mu\text{m}$ aufgefangen und trocken gewogen. Die Werte der Breccie sind natürlich Mischwerte des Tongehalts der Matrix und der Komponenten. Sie unterscheiden sich aber nicht von den Werten des Orthocerenkalks, auch nicht bei schwankenden Anteilen von Karbonatkomponenten (Abb. 77). Dies stützt die Vermutung, daß die Matrix aus unverfestigtem Material des Orthocerenkalks besteht (Hadding 1927). Der Gehalt an feinem Material schwankt zwischen 6 % und 12 % (getrocknet). Bei der Annahme von etwa 50 % Kalkkomponenten und einem Ton-Silt-Verhältnis von etwa 1:1 (Lindström *et al.* 1981) ergibt sich ein durchschnittlicher Tonmineralgehalt von etwa 1,5–3 %. Dies würde ausreichen, um die nötigen Anteile von 5 % Ton-Wasser-Gemisch zu erzeugen. Rezente Schuttströme enthalten z.T. weniger als 1 Gewichts% an trockenem Tonmaterial und entwickeln Kornkollisionen als zusätzlichen Tragmechanismus. Volles Tragen kommt erst bei etwa 3–4 % zustande (Hampton 1979).

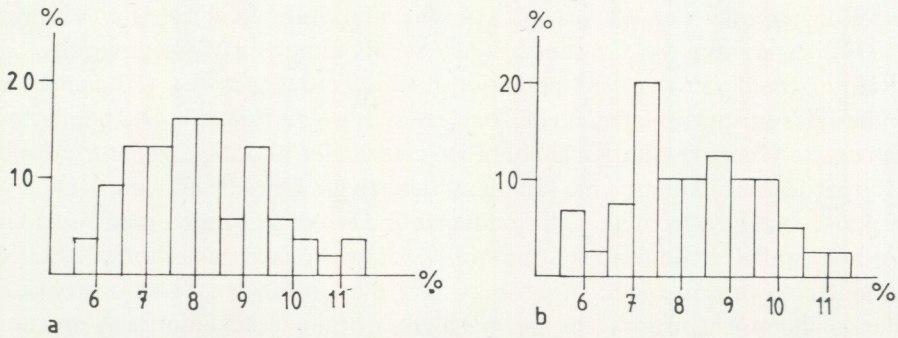


Abb. 77. Histogramme des Gehalts an trockenem Material feiner als 63 µm der Lockne-Breccie (Diagramm a) und des Orthocerenkalks im Arbeitsgebiet (Diagramm b). Ordinate: Tongehalt der Proben; Abszisse: relative Häufigkeit.

Hampton (1979) führte aber auch aus, daß das *Verhältnis* der Mischung von Wasser zu Ton entscheidender sei; daher ist die Bestimmung an fossilen Schuttstrom-Ablagerungen, ob der Strom nur durch Matrix-Kompetenz und Auftrieb getragen werden konnte, schwer durchzuführen.

Alle Ursachen, die mit einer hohen Sedimentationsrate zusammenhängen, können ausgeschlossen werden, da der Orthocerenkalk ein typisches Hungeresediment ist. Auch wenn man annimmt, daß eine Schicht die Ablagerung einer einzigen, sehr schnellen Schüttung ist, wird die Ablagerung von max. 1 m Sediment als Auslöser allein nicht ausreichen. Für Erosion als Auslöser findet man keine Anzeichen, und auch für subaerische Exposition gibt es keine Beweise.

Andere Auslöser ließen sich heute nicht mehr feststellen, sodaß man vermutlich von einer Kombination aus Bruchschollentektonik, die ein lokal eventuell relativ steiles Gefälle erzeugte, Erdbeben als unmittelbarem Auslöser und eventuell einem niedrigeren Wasserspiegel als Ursache der Rutschungen ausgehen kann.

FAZIES UND PALÄOGEOGRAPHIE

ORTHOCERENKALK

Streng genommen gilt die Fazies des Orthocerenkalks nicht für die klastischen Ablagerungen des Caradoc; sie ist aber insofern entscheidend, als Breccien auch als Einschaltung in den Orthocerenkalken vorkommen und Orthocerenkalk einen Hauptbestandteil der Komponenten bildet.

Der Orthocerenkalk des Arbeitsgebietes gehört zu dem sogenannten „Central Baltoscandian Confacies Belt“ (Jaanusson 1976, 1982). Diese marinen Epikontinentalmeer-Ablagerungen zeichnen sich durch eine extrem niedrige

durchschnittliche Sedimentationsrate aus (1–3 mm/1 000 Jahre). Zahlreiche Diskontinuitätsflächen zeigen an, daß sehr lange Zeit nicht sedimentiert wurde, gefolgt von möglicherweise schlagartiger Sedimentation der nächsten Schicht (Jaanusson 1971, Lindström 1979a). Lindström (1979a) kalkulierte für den unterordovizischen Orthocerenkalk, daß nach der Ablagerung einer Schicht zwischen 25 000 und 125 000 Jahren Nicht-Sedimentation folgte.

In Jämtland findet man ein Verzahnen der Orthocerenkalkfazies mit einer hauptsächlich weiter im Westen dominierenden Tonstein-Fazies. Die im Arbeitsgebiet vorkommenden Tonsteine (Töyen-Schiefer, Örå-Schiefer, *Ogygiocaris*-Schiefer) sind nicht Sedimente der normalen Baltoskandischen Fazies, sondern Vorstöße der geosynklynal beeinflussten Sedimentation. Da auch die Orthocerenkalksteine immer viel toniges Material enthalten, müssen diese Vorstöße nicht unbedingt mit Änderungen der Wassertiefe erklärt werden, sondern repräsentieren lediglich ein Überwiegen des tonigen, von Westen geschütteten Materials über die Karbonatsedimentation („Competitive Sedimentation“, Jaanusson 1973). Lindström & Vortisch (1982) erklären den Vorstoß der tonigen Fazies im Unterordovizium weit nach Osten mit einer relativ tiefen Versenkung des Baltischen Schildes. Das tonige Material könnte von weiter im Westen liegenden Inselbögen erodiertes terrigenes Sediment sein (Jaanusson 1982), ist aber auch schon auf gealterte vulkanische Aschen zurückgeführt worden (Lindström 1974). Mittlerweile sind weitere Hinweise auf Vulkanite im Orthocerenkalk beschrieben worden (Lindström 1979b).

Der Orthocerenkalk besteht meist aus grauen oder roten Kalzilutiten bis Biokalkareniten. Die Schichten sind oft großmaßstäbig linsenförmig. Das Sediment ist immer allochthon, und es gibt keine Anzeichen von *in-situ* Karbonatproduktion. Lediglich Wühlspuren sind ab und zu zu finden, besonders in den oberen Abschnitten, wo auch eine Zunahme der Fossilarten zu verzeichnen ist. Das Sediment zeigt ruhige bis moderate Bedingungen im Ablagerungsgebiet an. Man findet oft freie Einkippung von Trilobitenschalen, was Transport in einem strömenden Medium ausschließt. Reyment (1970a) beschrieb vertikal im Sediment steckende Cephalopodenschalen; in den meisten Fällen liegen die Endoceratenschalen regellos auf den Schichtflächen verteilt (Reyment 1970b). Lindström (1963) brachte weitere Beweise für ein sehr ruhiges Milieu und dafür, daß viele Hardgrounds und Diskontinuitätsflächen submarin entstanden sein müssen. Man findet auch keine anderen Anzeichen von Strömung (Priele, Schrägschichtung, Horizontalschichtung); allerdings müssen leichte Strömungen für die Zufuhr von frischen CO₂-reichen Wässern zur Ausbildung der Diskontinuitätsflächen gesorgt haben und Lösungsrückstände weggeführt haben.

Bohlin (1949) vertrat die Ansicht, daß jede Schicht des Orthocerenkalks eine Sturmablagerung sei. Dafür spricht – neben den oben genannten Eigenschaften – daß man manchmal Gradierung findet. Lindström (1979a) griff diese These auf und sah darin eine Möglichkeit, die unterschiedlichen ökologischen Beding-

ungen während der Bildung der Sedimente (Biogenschutt, häufige Bohrspuren, Benthos) und nach der Ablagerung in einem offensichtlich lebensfeindlichen Milieu zu erklären. Durch seltene, katastrophale Sturmereignisse wurde das Sediment von normalerweise geschützten Schwellen aufgewirbelt und in tieferliegende, auch vor solchen Ereignissen geschützte Gebiete verfrachtet. Zusätzlich kann auch ein Transport durch „Sliding“ wirksam gewesen sein, womit die ab und zu auftauchenden Scherben von Orthocerenkalk in den Kalzilititen erklärt werden können (Lindström 1979a).

Während bei allen Einigkeit darüber besteht, daß die Orthocerenkalke in einem sehr ruhigen Milieu abgelagert wurden (z.B. auch Hadding 1958, Larsson 1973, Jaanusson 1982), besteht Uneinigkeit über die Frage der Wassertiefe. Da die Fossilien nicht in Lebensstellung gefunden werden, kann man aus ihnen kaum Rückschlüsse ziehen. Das häufige Vorkommen von Endoceraten und Conodonten deutet aber auf ein pelagisches Meer hin, ebenso wie die geringe Sedimentationsrate und die weite, uniforme Verbreitung der Fazies über den gesamten Baltischen Schild. Die Abwesenheit von Sedimentstrukturen legt eine Wassertiefe unterhalb der Sturm-Wellenbasis nahe; die Zunahme der Artenvielfalt und das Auftauchen von Bryozoenbruchstücken deuten auf eine gewisse Verflachung des Meeres oder bessere Lebensbedingungen im Mittleren Ordovizium hin.

Dennoch wird von einigen Autoren für den Orthocerenkalk eine Flachwasserfazies postuliert, z.B. wegen der häufigen Hardgrounds, für deren Bildung jeweils ein Trockenfallen des Sediments angenommen wurde (Jaanusson 1961). Mittlerweile ist die submarine Bildung von Hardgrounds sowohl für den Orthocerenkalk bewiesen worden (Lindström 1963, 1979a), als auch rezent beschrieben (Malfait *et al.* 1980). Neben früher Karbonatzementation ist Karbonatlösung ein häufiges Merkmal des Orthocerenkalks. Das Milieu hat anscheinend zwischen Karbonatlösung und Karbonatfällung gependelt. Karbonatlösung findet normalerweise nicht in großem Maßstab in flachem Wasser statt, sondern deutet auf größere Wassertiefen.

Die Interpretation als Flachwassermilieu ist heute am ehesten auf das Vorkommen von Stromatolithen gestützt. Larsson (1973) gab eine ausführliche Beschreibung laminiierter Krusten, die viele morphologische Kriterien von echten Algenmatten aufweisen. Er kam zu dem Schluß, daß sie unter sub- bis supratidalen Bedingungen entstanden seien. Mögliche Trockenrisse spielten bei dieser Interpretation eine wichtige Rolle (Larsson 1973, Jaanusson *et al.* 1982), allerdings sind diese nie eingehender untersucht oder beschrieben worden. Ich habe bei meinen Aufenthalten in Jämtland keine Strukturen gesehen, die eindeutig auf das Schrumpfen eines tonigen Sediments zurückzuführen waren. Einige wie polygonale Risse aussehende Strukturen werden durch die Ausbisse von Flaserzonen auf den Schichtflächen erzeugt (Simon 1981); in Verbindung mit den Stromatolithen gibt es oft polygonale Muster von Rinnen auf den Schichtflä-

chen, die aber *keine* Risse des Sediments darstellen, sondern durch die domartigen Aufwölbungen der laminierten Krusten selbst erzeugt werden. Die einzigen eindeutigen Risse in Orthocerenkalk mit stromatolithischen Strukturen wurden in A 10/79 gefunden, wo sie mehrfach Endoceraten in der Mitte durchschneiden und erst im lithifizierten Sediment entstanden sein können.

Trotz der sehr weiten Verbreitung der stromatolithischen Strukturen sind bis heute keine „Birdseyes“ oder Dolomite gefunden worden. Stromatolithen sind für sich kein Faziesanzeiger. Ähnliche Strukturen können ebenso abiogen erzeugt werden (z.B. Aumento *et al.* 1962) oder durch nicht photosynthetisierende Organismen, z.B. durch Foraminiferen (Wendt 1974) oder durch Bakterien (Monty 1971). Cyanophyceen leben rezent im „Toten Viertel“ submariner Höhlen, wo die Durchlichtung weniger als 1% der Oberflächeneinstrahlung beträgt (Wendt 1970). Sie werden rezent lebend aus 100 m Wassertiefe beschrieben (Brock 1976); Jenkyns (1971) erwähnt, daß die Blaugrünalge *Schizothrix calciola* rezent in bis zu 390 m Wassertiefe lebt. Jenkyns (1971) und Ogg (1981) beschrieben fossile Beispiele stromatolithischer Strukturen aus mehreren 100 m Wassertiefe; Monty (1971) schließlich diskutiert Berichte von Cyanophyceen (oder Cyanobakterien) aus mehr als 1000 m Wassertiefe. Paul (1983) diskutiert ausführlich die stromatolithischen Strukturen des Orthocerenkalks und kommt zu dem Schluß, daß ihre Entstehung bei weitem noch nicht als geklärt angesehen werden kann und daß eine Entstehung in großer Wassertiefe möglich ist.

Bei Annahme eines Küstenmilieus kommt man zu der Schlußfolgerung, daß es einen extrem flachen Abhang zum offenen Meer gegeben haben muß, auf dem der Gezeitenstrom langsam auslaufen konnte, ohne Brecher zu bilden (Larsen 1973) und daß Stürme über sehr lange Zeiträume ausgeblieben sind. Dagegen beweisen die auch im Orthocerenkalk vorkommenden Breccien, daß im Locknegebiet eine Hangneigung von mindestens 1–2° vorhanden war, weil sonst die Entstehung von Gravitativem Sedimenttransport unmöglich wäre. Ein solches Gefälle in einem Küstenmilieu hätte sich in einer deutlichen Zonierung der Fazies in Litoral, Sublitoral usw. ausdrücken müssen, die man nicht findet.

Das Ablagerungsgebiet der Breccien muß tiefer gelegen haben als ihr Liefergebiet. Die Orthocerenkalke im Hangenden der Kullstabergr-Breccie unterscheiden sich lithologisch aber nicht von den liegenden; dies könnte mit einer gleichzeitigen Senkung des Meeresspiegels erklärt werden, aber wiederum müßte man eine Zonierung der Orthocerenkalkfazies finden und ein Fehlen auf den nun herausgehobenen Hochgebieten. Diese haben aber regelmäßig Komponenten jüngerer Alters in die Lockne-Breccie geliefert.

Da die Interpretation des Orthocerenkalks als küstennahe Bildung erhebliche zusätzliche Annahmen erfordert, die aus aktualistischer Sicht unwahrscheinlich erscheinen und im beschriebenen Gebiet weitere Widersprüche erzeugen, gehe ich davon aus, daß die Wassertiefe des Ablagerungsgebietes des Orthocerenkalks unter der Sturm-Wellenbasis gelegen hat (>100 m).

ABLAGERUNGSMILIEU VON LOCKNE-BRECCIE UND LOFTARSTEN

Gravitative Sedimentströme sagen an sich ebenfalls nicht viel über die Fazies des Ablagerungsraumes aus. Sie können überall dort entstehen, wo auf einem Gefälle Sedimente in eine instabile Lage geraten. Sie kommen (mit abnehmender Häufigkeit) am Kontinentalabhang, in submarinen Canyons, Delten und Frischwassergeotopen vor (Schwarz 1982). Schuttströme sind typisch für den Kontinentalabhang und für Ränder von Karbonatplattformen (Hubert *et al.* 1977, Cook & Taylor 1977). Turbidite sind im Flachwasser nur sehr schwer zu erhalten, weil sie schnell aufgearbeitet werden, weshalb die meisten Turbidite als Tiefwasserablagerungen gedeutet werden (Walker 1979). Es gibt jedoch auch Beschreibungen fossiler Flachwasserturbidite (z.B. Bartolini *et al.* 1975, Valecka 1984). Die Interpretation als Flachwasserturbidite trägt in sich, daß die Hangneigung nur sehr gering gewesen sein kann. Trübestrome können auf sehr flachen Hängen *weiterfließen*, wenn sie an einem steilen Hang erst einmal erzeugt worden sind. Flachwasser-Trübestrome sind deshalb meist mit bestimmten Zusatzbedingungen verknüpft, wie z.B. Aufwirbelung von Sediment durch große Wellen oder Überflutungssedimentation durch große Flüsse. Beide Bedingungen sind hier nicht gegeben, vielmehr sind die Schuttströme durch Rutschungen auf einem Hang auch erzeugt worden.

Viele Autoren stellen fest, daß die Fazies einer Rutschung am besten über die Fazies möglichst zeitgleich gebildeter Komponenten abgeleitet werden kann; leider ist diese Interpretation im vorliegenden Fall umstritten. Wie oben ausgeführt, muß das Wasser so tief gewesen sein, daß die Höhenunterschiede zwischen Liefer- und Ablagerungsgebiet für die Faziesausbildung irrelevant waren. Der Höhenunterschied zwischen potentiellen Liefergebieten und den Ablagerungsgebieten wird in den heutigen Aufschlüssen mit mindestens 30–40 m beobachtet. Dies deutet auf relativ große Wassertiefe. Aus der Erhaltung von Entwässerungsstrukturen am Top der Turbidite kann man ableiten, daß keine spätere Aufarbeitung stattgefunden hat; also müssen auch Breccie und Loftarsten unterhalb der Wellenbasis gelegen haben. Die heutigen Hochgebiete mit Kristallin können zumindest teilweise bis zum Caradoc nicht als Inseln aus dem Meer geguckt haben, weil sie offensichtlich als Liefergebiete für die Breccien gedient haben und die Lockne-Breccie regelmäßig Conodonten aller darunterliegenden Zonen enthält. Die von Jaanusson *et al.* (1982) postulierte Schichtlücke, die auf Emersion des Gebietes zurückgehen und die gesamte *serra-* und *anserinus-*Zonen umfassen soll, kann also auch durch die Breccienbildung erklärt werden.

Alle weiteren Aussagen werden spekulativ. Die Lockne-Breccie und der Loftarsten kommen in einem etwa 55 km langen Streifen von Autochthon entlang des Randes der Kaledoniden vor. Wenn man das Locknegebiet mit seinen weitverbreiten, sehr groben und mächtigen Breccien als proximales Gebiet an-

sieht, die Gebiete bei Torvala, Hackås und Åsarna als die distalen Gebiete mit sehr geringmächtigen Schüttungen, müßte man zwischen Liefer- und Ablageungsgebiet Höhenunterschiede bis zu mehreren 100 m annehmen (schon bei einem so geringen Gefälle wie 1:100), die sich nicht in der Fazies des Orthocerenkalks bemerkbar machen (die Orthocerenkalke sind im Gebiet von Åsarna bis in den Furudal-Kalk hinein aufgeschlossen und von denen des Lockne-Gebietes faziell nicht zu unterscheiden; Larsson 1973). Da das Gefälle außerdem parallel zum Verlauf der Geosynklinale verlaufen müßte, ist dies ziemlich unwahrscheinlich.

Das Locknegebiet ist das Gebiet, in dem das Autochthon des Kaledonidenrandes wohl noch in seiner weitesten östlichen Ausdehnung aufgeschlossen ist. Bei Hackås und Åsarna ist das Autochthon nur noch in einem schmalen Streifen von einigen 100 m bis wenige km Breite vorhanden. Im Locknegebiet ist deutlich geworden, daß die Schüttung der Grobklastika direkt von der aufgeschlossenen Kristallinschwelle abhängig war bzw. zumindest stark von ihr beeinflußt worden ist. Dieses Gebiet ist zu klein, um als Lieferant der gesamten Lockne-Breccie angesehen werden zu können. Die weiter entfernt liegenden Breccien haben auch eine eigene, vermutlich lokal beeinflusste Lithologie (z.B. in Målingen), sodaß vermutet werden kann, daß diese Gebiete eigene, lokale Liefergebiete besaßen, die heute nicht mehr aufgeschlossen sind. Die Geringmächtigkeit der Breccie dieser Lokalitäten weist sie als distalere Schüttungen aus, sodaß das Liefergebiet eventuell in den erodierten östlichen Teilen des ehemaligen Autochthon zu suchen wäre.

Im Lockne-Feld streicht die Kristallinrippe etwa NW-SE und scheint sich auch weiter nach Nordwesten fortzusetzen. Eine NW-SE bis NNW-SSE-Richtung prägt auch sonst das Arbeitsgebiet. Das Kristallin östlich von Berget zeigt heute eine asymmetrische Morphologie mit den höchsten Gipfeln (430 m über Karten-Null) dicht an der Störung im Djupdalen. Es scheint also, als sei die Kristallinrippe eine Kippscholle. Diese Vermutung wird in gewisser Weise bestätigt durch die Beobachtung, daß im Südwesten dieser Scholle, also an dem steilen Abfall, nur sehr grobe Breccien abgelagert wurden, Loftarsten aber fehlt, während er auf der NE-Flanke des Kristallins eine durchhaltende Schicht ausbildet. Anscheinend ist der gröbste Schutt an den steileren Flanken abgerutscht und nicht weit transportiert worden, während auf der Nordostseite die Bewegung länger andauern konnte und nach 2-3 km Transportweite als turbulenter, differenzierter Strom Loftarsten ablagern konnte (vgl. Abb. 76). Da der Loftarsten direkt auf Kristallin liegt, muß man annehmen, daß die sedimentäre Hülle an dieser Stelle schon vorher abgerutscht war; daß Loftarsten dennoch bereits an dieser Stelle zur Ablagerung gelangte, könnte damit erklärt werden, daß Gravitative Sedimentströme dazu neigen, das Relief einzuebnen (Schwarz 1982).

Das höchste Gebiet südwestlich von Bergsböle liegt etwas dichter an dem

heutigen Kontakt von Grundgebirge und Paläozoikum; so könnte erklärt werden, daß hier auch noch die groben Abschnitte des Loftarsten und die Breccie erhalten sind. Die groben Breccien südwestlich des Kristallins können nicht die proximalen Teile des Loftarsten im Nordosten sein, weil das beobachtete (heutige) Gefälle nach Südwesten verläuft, aber auch die ermittelte Fließrichtung in A 10/79 und A 34/79 Fließen in Richtung Südwest anzeigen.

Das seltene Vorkommen von Ablagerungen „elastischer“ Vorgänge ist vermutlich auf ein relativ steiles Relief zurückzuführen, durch das die Umwandlung in einen Schuttstrom sehr schnell erfolgte. Möglicherweise sind sie nur dort vorhanden, wo das Relief flacher war – die synsedimentäre Falte in A 23/83 liegt sicher nur kurz bewegt im Ablagerungsgebiet der Kullstaberger-Breccie. Das Vorkommen von Loftarsten westlich des Slumps mit einer Bewegungsrichtung nach Osten deutet an, daß das Liefergebiet der Lockne Breccie in diesem Bereich noch weiter im Westen gelegen haben muß (vielleicht unter der Skute-Decke?). Die Kornorientierung des Loftarstens unmittelbar vor der Skute-Decke zeigt ebenfalls eine E-W Orientierung des Sedimenttransports an (Probe 149/83).

Da nach einer Rutschung das Gebiet stabil ist, bis erneut eine kritische Lagerung erreicht ist (Schwarz 1982) muß man (wegen der geringen Sedimentationsrate) von mehreren tektonischen Schüben ausgehen, die verschiedene Gebiete mehrfach gehoben haben. Dies deutet sich schon in den grobklastischen Schüttungen im Alaunschiefer, im Unterordovizium und in der Ausbildung von 2 polymikten Breccienhorizonten an. Anscheinend hat es eine Kulmination im Caradoc gegeben, denn verschiedene Vorkommen von Lockne-Breccie müssen das Ergebnis mehrerer kleinerer Rutschungen sein. Diese Annahme folgt aus der Tatsache, daß alle Stadien der Ablagerungen von Massenbewegungen gefunden werden; aus einem steckengebliebenen Echten Schuttstrom kann sich kein Trübestrom mehr entwickeln. Man findet aber insbesondere bei Bergsböle die Überlagerung von Breccie mit scharfem Kontakt durch Loftarsten. Mehrere Schübe deuten sich auch in dem Vorkommen von Loftarstenscherben im Loftarsten an.

Die Vorkommen mit Breccie liegen entlang des Randes der Kaledoniden. Im Unteren Allochthon findet man die oben erwähnten Blattverschiebungen. Leider gab Strömberg (1974) nur eine grobe Skizze der Störungszonen, aber es scheint, als lägen die Breccien auf oder in der Nähe solcher Störungszonen. Möglicherweise gaben diese Zonen bei ihrer Reaktivierung Anlaß zur Entstehung von Kippschollen, die für das lokal entstandene Relief verantwortlich sind. Dies scheint relativ steil gewesen zu sein, sodaß sich die Ströme schnell differenzieren konnten, aber auch nur lokale Phänomene waren. Dies könnte eine Erklärungsmöglichkeit dafür sein, daß in den untersten überschobenen Einheiten keine turbiditartigen Sedimente abgelagert wurden.

ZUSAMMENFASSUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

Das Arbeitsgebiet liegt am Ostrand der skandinavischen Kaledoniden, in einem Übergangsbereich zwischen Baltischem Schild und kaledonischer Geosynklinale. Die autochthone altpaläozoische Abfolge ähnelt in vielem den „normalen“, auf dem Baltischen Schild während des Kambriums und des Ordoviziums in einem Epikontinentalmeer abgelagerten Sedimentiten. Allerdings macht sich eine geosynklinale Beeinflussung durch das mehrfache Vorkommen von Tonsteinen und durch eine Mächtigkeitsabnahme der Karbonate nach Westen hin bemerkbar.

Die ordovizische Schichtenfolge ist im Autochthon durch außergewöhnliche, grobklastische Sedimente gekennzeichnet, die bisher als litorale Bildungen interpretiert wurden. Es handelt sich um die Kullstaberg-Breccie, die Lockne-Breccie und eine Loftarsten genannte Grauwacke, die aus der Lockne-Breccie hervorgeht. Bei der sogenannten Ängsbacken-Breccie handelt es sich tatsächlich um Lockne-Breccie. An einigen Stellen konnte nachgewiesen werden, daß früher als Kullstaberg-Breccie interpretierte Gesteine in Wirklichkeit zur Lockne-Breccie gehören.

Diese Grobklastika zeichnen sich durch sehr große Komponenten bis zur Größe von Olistolithen, schlechte Klassierung, angulare und frische Kristallinkomponenten und eine tonig-kalkige Matrix aus. Die Breccien und die Grauwacke werden als Ablagerungen submariner Rutschungen interpretiert; die Sedimente zeigen alle Merkmale, die von Rutschvorgängen, von Gleitungen bis zu Trübeströmen, erwartet werden können. Die Analyse der geologischen Verhältnisse und der verschiedenen Sedimentstrukturen (wie auch die Untersuchung der Orientierung von länglichen Körner der Grauwacke) deutet darauf hin, daß im Locknegebiet eine auch heute noch hochliegende Kristallinschwelle als Liefergebiet gedient hat. Kleinere Kristallinvorkommen, früher als wurzelndes Grundgebirge interpretiert, sind Olistolithe der Lockne-Breccie. In den anderen Gebieten des Arbeitsgebietes sind die Liefergebiete der Lockne-Breccie erodiert.

Die Lockne-Breccie enthält neben präkambrischen Kristallinkomponenten auch kambrische Alaunschiefer und Stinkkalklinsen, Töyen-Schiefer, Rhyolithbruchstücke und Vulkanite unbestimmten Alters, sowie als Hauptbestandteil Orthocerenkalk.

Die Basis der Lockne-Breccie ist diskordant zum Liegenden. Sie liegt auf allen stratigraphischen Niveaus bis hinunter zu kambrischen Schichten und präkambrischem Grundgebirge. Sie enthält Kalkkomponenten aus Conodontenzonen des Unteren Ordoviziums bis des unteren Dalby. Da die Lockne-Breccie dicht bei ihrem Liefergebiet abgelagert wurde, kann man schließen, daß die

scheinbar vorhandene Schichtlücke durch die Breccienbildung selbst erzeugt worden ist. Kalke der *serra-* und *anserinus-*Zonen, deren Vorkommen bisher im Locknegebiet nicht beschrieben war, wurden an einigen Stellen autochthon anstehend gefunden. Das Liegende der Breccien enthält oft tiefgreifende Spalten, an denen es in einzelne Blöcke zerlegt und von der Breccie aufgenommen wird. Diese Spalten entstanden vermutlich durch bruchhaftes Reagieren der früh zementierten Karbonate bei kleineren Rutschungen auf mergeligen Zwischenlagen.

Die kristallinen Komponenten, z.T. von Olistolithgröße, sind vermutlich auf tektonischem Weg entstanden. Das Grundgebirge ist entlang einer NW–SE verlaufenden Zone kräftig brecciiert und enthält eine tonig-bituminöse Matrix. Teilweise kann diese Brecciiierung in das Caradoc datiert werden. Die Tektonisierung des Grundgebirges wird im Zusammenhang mit der Reaktivierung präkambrisch angelegter Blattverschiebungen im Paläozoikum gesehen und ist sowohl für die Entstehung des für die Rutschungen nötigen Reliefs verantwortlich als auch deren Auslöser.

Die NW–SE streichende Kristallinschwelle im Locknegebiet stellt vermutlich eine Kippscholle dar, an deren steiler Südwestflanke hauptsächlich sehr grobe Breccien abgelagert wurden. An der flacheren Nordostflanke konnten die Ströme länger andauern und sich lateral differenzieren; deshalb findet man den Loftarsten nur auf dieser Seite der Schwelle.

Anzeichen eines Reliefs, durch das Rutschungen ausgelöst werden konnten, findet man schon im Kambrium. Auch im Unteren Ordovizium findet man in Kalken der *originalis-* und der *variabilis-*Zonen einzelne kleinere Schüttungen von Kristallin. Die Kullstaber-Breccie wurde während der Aseri-Zeit gebildet. Die Lockne-Breccie stellt Ablagerungen mehrerer verschiedener Ereignisse dar, die eine Kulmination der tektonischen Aktivität im Caradoc andeuten; sie enthält in ihren feineren Differentiaten bis zu 20 % Pyroklastika.

Das Hangende der Lockne-Breccie liefert regelmäßig eine Conodontenfauna der *gerdae-*Subzone; auch in den hangenden Schichten der Lockne-Breccie findet man in der Nähe von dem Kristallinhoch einzelne Kristallinklasten.

Die geologischen Verhältnisse im Locknegebiet legen einen Ablagerungsraum der ordovizischen Sedimente nahe, der (vermutlich landfern) unterhalb der Sturm-Wellenbasis gelegen hat.

DANKSAGUNG

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mir bei der Entstehung dieser Arbeit mit Rat und Tat beiseite standen.

Zunächst gilt mein Dank Herrn Prof. Lindström, der mir das hochinteressante Arbeitsthema stellte und sowohl im Gelände in Jämtland als auch in Marburg immer an auftauchenden Problemen interessiert und ein aufmerksamer Diskussionspartner war.

Ganz besonders möchte ich mich bei Herrn Dipl. Geol. Kasimir Pirwitz bedanken, der immer gesprächsbereit war und mit vielen nützlichen Hinweisen und kritischen Anmerkungen zum Gelingen der Arbeit beitrug, sowie bei Herrn Dipl. Geol. Joachim Heuwinkel und Herrn Heinrich Huß, der insbesondere bei der Diskussion des theoretischen Hintergrundes einiger mathematischer Probleme nützliche Hinweise gab und die praktischen Arbeiten am Rechner durchführte.

Mein Dank gilt ferner allen anderen Mitarbeitern des Geologisch-Paläontologischen Instituts, die mich in zahlreichen Diskussionen, durch kritische Anmerkungen oder mit der Durchführung praktischer Arbeiten unterstützten.

Familie Persson, Lövsåsen, und Familie Jonson, Östersund, machten mir durch ihre Freundlichkeit und Hilfsbereitschaft den Aufenthalt in Jämtland zu einem unvergeßlichen Erlebnis.

Frau Almuth Feesche danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

LITERATURVERZEICHNIS

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- AALTO, K.R., 1976: Sedimentology of a mélange: Franciscan of Trinidad, California. – *Jour. Sed. Pet.*, 46, 913–929. Tulsa, Oklahoma.
- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P., 1970: Olistostromes and Olistoliths. – *Sedim. Geol.*, 4, 521–557. Amsterdam.
- ALLEN, J.R., 1971: Mixing at turbidity current heads and its geological implications. – *Jour. Sed. Pet.*, 41, 97–113. Tulsa, Oklahoma.
- ASKLUND, B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. – SGU, C 417. Stockholm.
- AUMENTO, F., LAWRENCE, D.E. & PLANT, A.G., 1968: The ferro-manganese pavement on San Pablo seamount. – *Geol. Surv. Can.*, Paper 68–32.
- BARTOLINI, C., BERLATO, S. & BORTOLOTTI, V., 1975: Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. – *Sed. Geol.*, 14, 77–122. Elsevier, Amsterdam.
- BATHURST, R.G.C., 1974: Carbonate sediments and their diagenesis. – *Dev. i. Sed.*, 12, 2. Auflage. Elsevier, Amsterdam.
- BERGSTRÖM, J., 1980: Middle and Upper Cambrian biostratigraphy and sedimentation in south central Jämtland, Sweden. – GFF, 107, 373–376. Stockholm.
- BERGSTRÖM, S.M. & NILSSON, R., 1974: Age and correlation of the Middle Ordovician bentonites on Bornholm. – *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 23, 27–48, Kopenhagen.
- BOHLIN, B., 1949: The Asaphus-limestone in the northernmost Öland. – *Bull. Geol. Inst. Upps.*, 33, 529–571. Uppsala.
- BOUMA, A.H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. – Elsevier, Amsterdam.
- BROCK, T.D., 1976: Environmental microbiology of living stromatolites. In M.R. WALTER (Hg): *Stromatolites*. – *Dev. in Sed.*, 20, Elsevier, Amsterdam.
- COLBURN, J.P., 1968: Grain fabrics in turbidite sandstone beds and their relationship to solemark trends on the same beds. – *Jour. Sed. Pet.*, 38, 146–158. Tulsa, Oklahoma.
- COOK, H.E. & TAYLOR, M.E., 1977: Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and lowermost Ordovician of Nevada. – In: H.E. COOK & P. ENOS (Hg.): *Deep water carbonate environments*, 51–81, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 25. Tulsa, Oklahoma.
- CROWELL, J.C., 1957: Origin of pebbly mudstones. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, 993–1010. New York.

- DAPPLES, E.C. & ROMINGER, J.F., 1945: Orientation analysis of fine grained clastic sediments. – *Jour. Geol.*, 53, 246–261. Chicago.
- DOTT, R.H. JUN., 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 47, 104–128. Boulder, New York.
- DZULINSKY, S. & SANDERS, J.E., 1962: Current marks on firm mud bottoms. – *Connecticut Acad. Arts and Sciences*, 42, 57–96.
- ENOS, P., 1977: Flow regimes in debris flows. – *Sedimentology*, 24, 133–142. Amsterdam.
- FISHER, R.V., 1971: Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. – *Jour. Sed. Petr.*, 41, 916–927. Tulsa, Oklahoma.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U., 1984: *Pyroclastic rocks*. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- FRIEDMAN, G.M., 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. – *Jour. Geol.*, 66, 394–416. Chicago.
- FRÖDIN, G., 1920: Om de s.k. prekambrika kvartsit – sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. – *SGU, C 299*. Stockholm.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., 1977: *Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II. 2. Auflage*. Schweizerbarth, Stuttgart.
- GAVELIN, A., 1909: Om underkambriska sandstengångar vid västra stranden av Vänern. – *SGU, C 217*, Stockholm.
- GEE, D., 1972: The regional geological context of the Tåsjö uranium project, Caledonian Front, Central Sweden. – *SGU, C 717*. Stockholm.
- GEE, D. & KUMPULAINEN, R., 1980: An excursion through the Caledonian mountain chain in central Sweden from Östersund to Storlien. – *Guide to excursion no. 003A*, 26th Int. Geol. Congr., Paris 1980.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.J., 1968: Entstehung und Merkmale der Olistostrome. – *Geol. Rdsch.*, 57, 484–513. Enke, Stuttgart.
- HADDING, A., 1927: *The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, Vol. II: The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden*. – *Lunds Univ. Årsskrift*, 38.
- 1929: *The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, Vol. III: The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden*. – *Lunds Univ. Årsskrift*, 40.
- 1958: *The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, Vol. VII: Cambrian and Ordovician limestones*. – *Lunds Univ. Årsskrift*, N.F., Avd. 2, Bd. 54, 5.
- HAMPTON, M.A., 1972: The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. – *Jour. Sed. Petr.*, 42, 775–793. Tulsa, Oklahoma.
- 1979: Buoyancy in debris flows. – *Jour. Sed. Petr.*, 49, 753–758. Tulsa, Oklahoma.
- HEESEMANN, J., 1975: *Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen*. – *Geol. Landesamt NRW, Krefeld*.
- HENNINGSSEN, D., 1968: Untersuchungen über Korngefüge und Schüttungsrichtungen in Sandsteinen des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1968, 153–163. Stuttgart.
- HISCOTT, R.N. & MIDDLETON, G.V., 1979: Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle-Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. – *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, 27, 307–326. Tulsa, Oklahoma.
- 1980: Fabric of coarse deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, Canada. – *Jour. Sed. Petr.*, 50, 703–722. Tulsa.
- HJELMQVIST, S., 1939: En kambrisk sandstengång i St. Malms s:n, Södermanland. – *GFF*, 61. Stockholm.
- HOLMQUIST, P.J., 1906: *Studien über die Granite von Schweden*. – *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 37.
- HUBERT, J.F., SUCHECKI, R.K. & CALLAGHAN, R.K.M., 1977: The Cow Head breccia:

- Sedimentology of the Cambro-Ordovician continental margin, Newfoundland. – Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 25, 125–154. Tulsa, Oklahoma.
- JAANUSSON, V., 1961: Discontinuity surfaces in limestones. – Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull., 40, 221–241.
- 1972: Constituent analysis of an Ordovician limestone from Sweden. – *Lethaia*, 5, 217–237. Oslo.
- 1973: Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. – *Lethaia*, 6, 11–34. Oslo.
- 1976: Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Baltoscandia. – Proc. Pal. Ass. Symp., 301–326. Birmingham.
- 1982: Introduction to the Ordovician of Sweden. – In D.L. BRUTON & S.H. WILLIAMS (Hg.): Int. Symposium on the Ordovician system. – Pal. Contr. Univ. Oslo, 279, 1–10.
- JAANUSSON, V. & KARIS, L., 1982: Introduction to the Ordovician in Jämtland. – In D.L. BRUTON & S.H. WILLIAMS (Hg.): Int. Symposium on the Ordovician system. – Pal. Contr. Univ. Oslo, 279, 43–46.
- JAANUSSON, V., KARIS, L. & LARSSON, K., 1982: The sequence in the autochthon of Jämtland. – In D.L. BRUTON & S.H. WILLIAMS (Hg.): Int. Symposium on the Ordovician system. – Pal. Contr. Univ. Oslo, 279, 47–54.
- JENKYN, H.C., 1971: The genesis of condensed sequences in the Thethyan Jurassic. – *Lethaia*, 4, 327–352. Oslo.
- JUX, U. & MANZE, U., 1979: Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem Kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordoviz – Silur. – N. Jb. Geol. Pal. Mh. 155–180. Stuttgart.
- KARIS, L. & LARSSON, K., 1982: Jämtland road log. – In D.L. BRUTON & S.H. WILLIAMS (Hg.): Int. Symposium on the Ordovician system. – Pal. Contr. Univ. Oslo, 279, 64–76.
- KEITH, B.D. & FRIEDMAN, G.M., 1977: A slope – fan – basin-plain model, Taconic sequence, New York and Vermont. – Jour. Sed. Petr. 47, 1220–1241. Tulsa, Oklahoma.
- KUENEN, P.H., 1952: Estimated size of the Grand Banks turbidity Current. – Am. Jour. Sci., 250, 874–884. New Haven.
- LAIRD, M.G., 1970: Vertical sheet structure – a new indicator of sedimentary fabric. – Jour. Sed. Petr., 40, 428–434. Tulsa, Oklahoma.
- LARSSON, K., 1973: The Lower Viruan in the autochthonous sequence of Jämtland. – SGU, C 683, Stockholm.
- LINDSTRÖM, M., 1963: Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician sea. – Sedimentology, 2, 243–292. Amsterdam.
- 1968: "Funnel" grabens and early Paleozoic tectonism in south Sweden. – Geol. Soc. Am. Bull., 78, 1137–1154. New York.
- 1974: Volcanic contribution to Ordovician pelagic sediments. – Jour. Sed. Petr., 44, 287–291. Tulsa, Oklahoma.
- 1979a: Diagenesis of Lower Ordovician hardgrounds in Sweden. – *Geologica et Palaeontologica*, 13, 9–30. Marburg.
- 1979b: Calcitized tephra, sedimentary sills and micro-vents in Lower Ordovician pelagic-type limestones, Sweden. – Jour. Sed. Petr., 49, 233–244. Tulsa, Oklahoma.
- 1980: Glauconite shrinkage and limestone cementation. – Jour. Sed. Petr., 50, 133–138. Tulsa, Oklahoma.
- LINDSTRÖM, M., LOHSE, H.-H. & ZIEGLER, W., 1981: Abschlußbericht zum DFG-Projekt Li 174/14, „Cephalopodenkalke“. Marburg, unveröff.
- LINDSTRÖM, M. & VORTISCH, W., 1982: Indications of upwelling in the Lower Ordovician of Scandinavia. – In J. THIEDE & E. SUESS (Hg.): Coastal upwellings: its sediment record, pt.B, 535–551. Plenum Press, New York.

- LINDSTRÖM, M., SIMON, S., PAUL, B. & KESSLER, K., 1983: The Ordovician and its mass movements in the Lockne area near the Caledonian margin, central Sweden. – *Geologica and Palaeontologica*, 17, 17–27. Marburg.
- LÖFGREN, A., 1978: Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. – *Fossils and Strata*, 13. Oslo.
- LOWE, D.R., 1975: Fluid escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, 22, 157–204. Amsterdam.
- 1976a: Grain flow and grain flow deposits. – *Jour. Sed. Petr.*, 46, 188–199. Tulsa, Oklahoma.
- 1976b: Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. – *Sedimentology*, 23, 285–308. Amsterdam.
- 1979: Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. – *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 27, 75–82. Tulsa, Oklahoma.
- 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Jour. Sed. Petr.*, 52, 279–297. Tulsa, Oklahoma.
- LÜTHI, S., 1981: Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits. – *Marine Geol.*, 40, M 59–M 68. Elsevier, Amsterdam.
- MALFAIT, B.T. & v. ANDEL, T.H., 1980: A modern oceanic hardground on the Carnegie ridge in the eastern equatorial Pacific. – *Sedimentology*, 27, 467–496. Amsterdam.
- MARTINSSON, A., 1956: Neue Funde kambrischer Gänge und ordovizischer Geschiebe im südwestlichen Finnland. – *Geol. Inst. Univ. Upps. Bull.*, 36, 79–105.
- MATTSON, Å., 1959: Sandstengångarna i Västergötlands urberg. – *Svensk Geol. Årsbok*, 35, 87–101. Lund.
- MCBRIDE, E., 1962: Flysch and associated beds in the Martinsberg formation (Ordovician), Central Appalachians. – *Jour. Sed. Petr.*, 32, 39–91. Tulsa, Oklahoma.
- MIDDLETON, G.V., & HAMPTON, M.A., 1976: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. – *In* D.J. STANLEY & D.J.P. SWIFT: *Marine sediment transport and environmental management*, 197–218. John Wiley, New York.
- MODLINSKY, Z., 1978: Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Nizu Polskim („Some remarks on distribution of pyroclastic deposits in the Ordovician of the Polish lowlands“). – *Kwartalnik Geologiczny*, 22, Nr. 1, 49–58. Warszawa.
- MONTY, C.C.V., 1971: An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. – *Annales de la société géologique de Belgique*, 94, 265–276. Liège.
- MÜLLER, G., 1964: Methoden der Sediment-Untersuchung. – *In* W. ENGELHARDT, H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER: *Sediment-Petrologie, Teil I*. – Schweizerbarth, Stuttgart.
- NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, D.S. & EDWARDS, B.D., 1979: A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon – fan – basin floor systems. – *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, 27, 61–73. Tulsa, Oklahoma.
- OGG, J.G., 1981: Middle and Upper Jurassic sedimentation history of Trento Plateau (northern Italy). – *In* A. FARINACCI & S. ELMI (Hg.): *Rosso ammonitico symposium*, Proc. 477–503, Edizioni Technoscienza, Rom.
- PARKASH, B. & MIDDLETON, G.V., 1970: Downcurrent textural changes in Ordovician turbidite graywackes. – *Sedimentology*, 14, 259–293. Amsterdam.
- PAUL, B., 1983: Die Geologie des nördlichen Lockne-Gebietes. – Diplomarbeit, Marburg, unveröffentlicht.
- PERSSON, L., 1978: The Revsund – Sörvik granites in the western parts of the province of Ångermanland, Central Sweden. – *SGU, C* 741.

- PETTIJOHN, F.J., 1975: Sedimentary rocks. – 3. Aufl., Harper & Row, New York.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R., 1972: Sand and sandstone. – Springer, New York, Berlin, Heidelberg.
- REMANE, J., 1970: Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. – *Eclogae geol. Helv.*, 19, 363–740. Basel.
- REYMENT, R., 1970a: Vertically inbedded cephalopod shells. Some factors in the distribution of fossil cephalopods. – *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 7, S. 103–111. Amsterdam.
- 1970b: Paleogeology of some Ordovician orthoconic nautiloids. – *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 7, 41–49. Amsterdam.
- RICHTER, D.K. & FÜCHTBAUER, H., 1981: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – *Z. dt. geol. Ges.*, 132, 451–501. Hannover.
- RODINE, J.D. & JOHNSON, A.M., 1976: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. – *Sedimentology*, 23, 213–234. Amsterdam.
- SAMUELSSON, L., 1975: Paleozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. – *SGU, C 711*.
- SCHLAGER, W. & CHERMARK, A., 1979: Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. – *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, 27, 193–208. Tulsa, Oklahoma.
- SCHÖLL, W.U. & WENDT, J., 1971: Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Pal. Abhandlungen*, 139, 82–98. Stuttgart.
- SCHWARZ, H.U., 1982: Subaqueous slope failures – experiments and modern occurrences. – *Contr. to Sed.*, 11. Schweizerbarth, Stuttgart.
- SCHWARZACHER, W., 1951: Grain orientation in sands and sandstones. – *Jour. Sed. Petr.* 21, 162–172. Tulsa, Oklahoma.
- SESTINI, G. & PRANZINI, G., 1965: Correlation of sedimentary fabric and sole marks as current indicator in turbidites. – *Jour. Sed. Petr.*, 35, 100–108. Tulsa, Oklahoma.
- SIMON, S., 1981: Die Geologie des südlichen Lockne-Gebietes, im Übergangsbereich zwischen Baltischem Schild und Kaledonischem Orogen, Zentral-Jämtland. Diplomarbeit, Marburg; unveröffentlicht.
- 1984: Stratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen von Grobklastika in der autochthonen, ordovizischen Schichtenfolge Jämtlands (Schweden). – Dissertation, Marburg; unveröffentlicht.
- SMITH, A.G., 1981: Phanerozoic equal-area maps. – *Geol. Rdsch.*, 70, 91–127. Enke, Stuttgart.
- SPEJLDNAES, N., 1961: Ordovician climatic zones. – *Norsk Geol. Tidskr.*, 37, 45–75. Oslo.
- STRAUCH, F., 1966: Sedimentgänge von Tjörnes und ihre geologische Bedeutung. – *N.Jb. Geol. Pal. Abh.*, 124, 259–288. Stuttgart.
- TAIRA, A. & LIENERT, B.R., 1979: The comparative reliability of magnetic, photometric and microscopic methods of determining the orientation of sedimentary grains. – *Jour. Sed. Petr.*, 49, 759–772. Tulsa, Oklahoma.
- THOMPSON, A., 1959: Pressure solution and porosity. – *Soc. Econ. Min. Pal. Spec. Publ.* 7, 92–110. Tulsa, Oklahoma.
- THORSLUND, P., 1933: Bidrag till kännedom om kambrium och ceratopygeregionen inom Storsjöområdet i Jämtland. – *SGU, C 378*.
- 1940: On the Chasmops series in Jämtland and Södermanland (Tvären). – *SGU, C 436*.
- TJERNVIK, T., 1956: On the early Ordovician in Sweden. – *Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull.*, 36. Uppsala.

- TRÖGER, W.E., 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II (Textband). – Schweizerbarth, Stuttgart.
- WALKER, R.G., 1965: The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. – *Yorkshire Geol. Soc. Proc.*, 35, 1–32.
- 1967: Turbidite sedimentary structures and their relation to proximal and distal depositional environments. – *Jour. Sed. Petr.*, 37, 25–43. Tulsa, Oklahoma.
- 1977: Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 273–285. New York.
- 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 62, 932–966. New York.
- 1979: Facies models 8. Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits. – *In* R.G. WALKER (Hg.): *Facies Models. Reprint Series, 1*, Geol. Ass. Can, S. 91–103. Ontario.
- WELIN, E., 1965: The occurrence of asphaltite and thucholite in the precambrian bedrock of Sweden. – *GFF*, 87, 509–526.
- WELIN, E. & BLOMQUIST, G., 1964: Age measurements on radioactive Minerals from Sweden. – *GFF* 92, 33–50.
- WENDT, J., 1970: Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Thethys. – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1970, 433–448. Stuttgart.
- 1974: Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. – *In* K.J. Hsü & H.C. JENKINS: *Pelagic environments: on land and under the sea*, 437–447, *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, Oxford.
- WESTERGÄRDH, A.H., 1922: *Sveriges Olenidskiffer*. – SGU, Ca 18.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. & SEELY, D.R., 1973: Basic wrench tectonics. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 57, 74–96. New York.
- WILSON, J.L., 1975: *Carbonate facies in geologic history*. — Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- WIMAN, C., 1899: Eine untersilurische Litoralfazies bei Locknesjön in Jämtland. – *Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull.*, 1, 2. Uppsala.
- ZIMMERLE, W., 1976: Petrographische Beschreibung der erbohrten Schichten (Bohrung Saar 1). – *Geol. Jahrb.*, A 27, 91–305. Hannover.
- ZIMMERLE, W. & BONHAM, L.C., 1962: Rapid methods for dimensional grain orientation measurements. – *Jour. Sed. Petr.*, 32, 751–763. Tulsa, Oklahoma.

VERZEICHNIS DER IM TEXT GENANNTEN AUFSCHLÜSSE
MIT GITTERPUNKTEN

A 6/83	698665/144275	A 106/83	698455/144400	A 190/79	698435/144530
A 7/83	698605/144260	A 108/83	698475/144435	A 614/79	698760/144180
A 8/83	698605/144265	A 110/83	698465/144445	A 705/79	698680/144190
A 9/83	699700/145320	A 112/83	698460/144440	A 728/79	698450/144530
A 10/83	699330/145030	A 115/83	698450/144450	A 763/79	698445/144510
A 10/79	698595/144300	A 116/83	698460/144455		
A 11/83	698740/144430	A 117/83	698460/144445		
A 12/83	698720/144515	A 120/83	698645/144100		
A 13/83	698715/144505	A 121/83	698640/144095		
A 14/83	697875/143660	A 130/83	698705/144520		
A 17/83	699010/144710	A 133/83	698720/144485		
A 18/83	699080/144655	A 134/83	698730/144500		
A 20/83	698990/144525	A 136/83	698735/144480		
A 21/83	698920/144365	A 138/83	6988=5/144410		
A 22/83	698910/144355	A 139/83	698805/144425		
A 23/83	698900/144325	A 140/83	698790/144425		
A 26/83	700395/144510	A 142/83	698790/144315		
A 27/83	697970/143665	A 145/83	698745/144315		
A 28/83	697965/143665	A 148/83	698790/144305		
A 32/83	697965/143670	A 149/83	698890/144300		
A 34/79	698560/144200	A 150/83	698745/144280		
A 35/79	698615/144135	A 151/83	699365/144845		
K 37/79	698460/144435	A 152/83	699370/144610		
A 45/83	699185/144815	A 153/83	698675/144340		
A 45/79	698670/144180	A 157/83	698610/144340		
A 47/83		A 158/83	699396/144310		
A 48/83	699285/144725	A 159/83	698765/144130		
A 51/83	698785/144400	A 160/83	698755/144130		
A 52/83	698795/144395	A 162/83a	699045/144210		
A 53/83	698800/144375	A 162/83b	699030/144175		
A 54/83	698800/144345	A 164/83	698470/145110		
A 54/83I	698445/144430	A 165/83	698510/145050		
A 57/83	698455/144510	A 166/83	698495/145065		
A 55/83	698460/144495	A 167/83	698495/145030		
A 61/83	698460/144425	A 168/83	698510/145010		
A 63/79	698715/144195	A 170/83	698535/145090		
A 66/83	698465/144410	A 171/83	698555/145120		
A 72/83	698475/144410	A 172/83	698505/145045		
A 74/83	698495/144415	A 174/84	698480/145065		
A 82/83	698495/144435	A 175/83	698475/145100		
A 85/83	698485/144435	A 180/83	698450/145115		
A 90/83	698495/144435	A 182/83	698580/144810		
A 94/83	698480/144390	A 183/83	698670/144700		
A 100/83	698485/144380	A 184/83	695345/142270		
A 101/83	698480/144390	A 185/83	693920/142250		
A 104/83	698450/144410	A 186/83	694595/142175		
A 105/83	698450/144405	A 187/83	700295/144180		

ERGEBNISSE DER KORNIORIENTIERUNGSMESSUNGEN
AN LOFTARSTENPROBEN

Proben Nr.	Vektor - mittelwert (°)	relative Vektorlänge (%)	Signifikanz	Abweichung (99% - Niveau) (± °)
11/83/c	180,0	13,4	0,18	12
11/83/h	17,6	33,4	< 0,0001	10
12/83/f	156,8	20,9	0,035	11,5
12/83/l	29,7	17,0	0,02	12
12/83/o	152,4	16,4	0,01	11
12/83/q	39,8	21,1	0,005	12
12/83/r	24,8	16,6	0,028	12
12/83/v ₁	43,5	14,7	0,03	12
12/83/v ₂	33,1	23,1	0,0016	12
26/83/c	62,3	37,3	< 0,0001	10
26/83/d	62,9	32,2	< 0,0001	9
26/83/e	20,1	44,4	< 0,0001	9
47/83	148,3	29,9	< 0,0001	9,5
54/83/h	126,1	26,8	< 0,0001	11
54/83/k	66,1	24,0	0,0003	11,5
54/83/m	17,9	14,9	0,033	12
54/83/n ₁	91,1	27,6	< 0,0001	10
54/83/n ₂	93,1	33,0	< 0,0001	10
54/83/p	57,2	17,7	0,02	11,5
133/83/d	1,2	24,0	< 0,0001	10
133/83/e	123,8	23,1	0,0013	9,5
133/83/i	124,3	18,7	0,01	10,5
134/83/b	106,3	20,5	0,01	12,5
134/83/c	142,1	31,5	< 0,0001	10
134/83/d	9,6	55,0	< 0,0001	7,5
134/83/e	113,3	35,1	< 0,0001	9,5
134/83/g	81,7	25,7	< 0,0001	10

Proben Nr.	Vektor - mittelwert (°)	relative Vektorlänge (%)	Signifikanz	Abweichung (99% - Niveau) (± °)
134/83/i	164,3	18,6	0,01	11
134/83/k	163,3	17,4	0,01	10
134/83/l	157,9	18,9	0,01	10,5
138/83	7,5	49,3	< 0,0001	7
139/83/a	24,2	10,2	0,44	15
139/83/b	142,2	19,3	0,01	9,5
139/83/c	156,7	31,3	< 0,0001	9,5
148/83/b	99,6	22,7	0,002	11
148/83/c	163,0	17,2	0,01	10
149/83/b	95,5	48,0	< 0,0001	8,5
165/83/a	111,0	10,7	0,2	13
165/83/b	8,0	27,1	0,0004	12
165/83/c	31,5	18,4	0,01	11,5
165/83/d	16,6	21,2	0,0016	10
171/83/c	34,4	25,8	0,0006	11,5
171/83/d	39,0	20,0	0,01	12
171/83/e	25,9	33,8	< 0,0001	9,5
182/83	160,8	25,3	0,0004	12
183/83/a	126,2	14,2	0,13	15
183/83/c	149,2	28,5	< 0,0001	9
614/79	169,9	16,5	0,03	12

PRISKLASS E

Distribution
Liber Distribution
162 89 STOCKHOLM
Tel. 08-739 91 30

Fotosats: ORD & FORM AB
Tryck: Offsetcenter ab, Uppsala 1987

ISBN 91-7158-411-0
ISSN 0082-0024