dabei ein Verhältnis von 1 : 63360 herauskommt, ist für ihn nebensächlich. Das Bestreben, das Verhältnis durch eine möglichst runde Zahl auszudrücken, ist erst mit der Einführung des Metermaßes entstanden, das sich in runden Maßstäben auch in den Vereinigten Staaten und neuerdings in Großbritannien auswirkt[20]). So ist zuerst in Frankreich für die von Napoleon angeordnete Carte de France der Maßstab 1 : 80.000 an Stelle des älteren 1 : 86.400 der Karte von Cassini getreten. In Österreich hat man erst 1873 den seit Josef II. gebräuchlichen Maßstab 1 : 28.800 für Feldaufnahmen durch 1 : 25.000 ersetzt. Die ältere Verhältniszahl beruhte in beiden Fällen auf der Duodezimalteilung der Längenmaße. In Österreich galt 1 Zoll = 400 Klafter, in Frankreich 1 Linie = 100 Toisen. H. v. Mžik verdanke ich den Nachweis, daß auch bei älteren österreichischen Aufnahmen vor Josef II. die Relation von Zoll und Klafter zugrunde liegt, so bei den von mir beschriebenen Karten von J. Marinoni unter Karl VI. 1 Zoll = 150 bezw. 300 oder 600 Klafter[21]). Hiefür finde ich neuerdings eine Bestätigung in einer bisher unbekannten Karte der Umgebung Wiens unter Maria Theresia, welche aus der Kartensammlung der Albertina in die Nationalbibliothek übernommen worden ist. Eine Veröffentlichung hierüber erscheint gleichzeitig im Jahrbuch für Landeskunde von Niederösterreich (Festschrift Vancsa).

Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen.

Von **Josef Keindl.**

Mit 8 Abbildungen auf Tafel I—IV.

Anläßlich einer Studienreise im Sommer 1932 besuchte der Verfasser die Gebiete um Sörskjomen, Frostisen, Storsteinsfjell und Blaaisen, die alle in Nordnorwegen gelegen sind. Darüber liegt in mehreren Blättern Topografisk Kart over Norge 1 : 100.000 vor. An geologischen Karten erschien nur das Blatt Tysfjord, herausgegeben von Norges Geologiske Undersökelse und Norges geografiske Opmåling, Oslo 1931. Ferner suchte der Verfasser auch einen Überblick über die Gebiete nördlich des

[20] Kürzlich hat über diese Frage eine fachmännische Diskussion in der R. Geog. Soc. in London stattgefunden, Geog. Journal 1936, Bd. 87, S. 308 ff.

[21] Näheres in meinen Aufsätzen über den Jagdatlas Karl VI., Mitt. 1933, S. 151 ff., wo auch die Untersuchungen von Mžik über die verschiedenen deutschen Meilen besprochen sind, und über Kartographie Frankreichs Mitt. 1935, S. 104 f., ferner über den Atlas der Herrschaft Hardegg von Marinoni in „Unsere Heimat" 1934, S. 83 ff., Nachtrag ebd. 1935, S. 21 f.

Ofotenfjordes zu gewinnen. Hier stand für die südlicheren Teile noch Topografisk Kart zur Verfügung, für das Bardo- und Maalselvtal bis zum Balsfjord und Lyngen dagegen nur die Amtskarte 1 : 200.000, die auf Grund eines Croquis hergestellt ist und daher für morphologische Zwecke kaum verwertet werden kann. Aus diesem Grund und wegen der Größe des behandelten Gebietes vermag diese Darstellung nicht in eine genaue Behandlung von Einzelheiten einzugehen und schon gar nicht eine lückenlose Bearbeitung zu liefern. Da aber über dieses Gebiet selbst keine Vorarbeiten bestehen, darf diese Arbeitsweise gerechtfertigt erscheinen. Die vorliegende Arbeit wurde im Juni 1933 abgeschlossen.

Die Flächen des unteren und oberen Niveaus.

Westlich von der Mündung des Skjomenfjordes in den Ofotenfjord ist bei Virek und Kösaasen eine wenn auch nicht besonders breite Strandebene erkennbar. Gegen Süden zu steigt der Hang ziemlich steil zu der Hochfläche des Saltvikryggen an, die sich in einer Höhe von 420—470 m befindet. Ebenso auffällig ist östlich der Mündung des Skjomenfjordes eine andere, höher gelegene Hochfläche durch Steilhänge gegen den Skjomenfjord und gegen das östlich davon befindliche Haakvikdalen abgegrenzt. Diese Hochfläche hat eine Höhe von 650 m. Der Nordabhang dieser Hochfläche, der zum Ofotenfjord herunterzieht, wird noch durch eine Terrasse des Niveaus in 420 m Höhe unterbrochen. Von der eben erwähnten Hochfläche in 650 m Höhe ist eine andere in einer Höhe von 620—670 m gelegene nur durch den trogförmigen Einschnitt des Haakvikdalen getrennt. Dieses Niveau ist keine wirkliche Fastebene, sondern eine flachwellige Hügellandschaft. So übertrifft das aus ihr sanft ansteigende Hestefjell (773 m) ihre durchschnittliche Höhenlage. Dieses Niveau unterscheidet sich von dem in 450 m dadurch, daß es über dem Hang des Fjordes liegt. So ist es auch wiederzuerkennen, wenn die absoluten Höhen gegen das Innere des Landes eine Änderung erfahren. Diese beiden Niveaus, die voneinander deutlich genug geschieden sind und hier an der Küste des Ofotenfjords einen Höhenunterschied von etwa 200 m aufweisen, sollen in den folgenden Ausführungen als oberes und unteres ausgeschieden werden.

Das obere Niveau ist nördlich von Rombaken und Rombaksbotn in einer Höhe von 620—650 m vertreten, so am Daltind, auf Rauberget und Haugfjeldet. Über diese Hochflächen erheben sich einzelne Hügel um 100 und mehr Meter.

Das Niveau um 450 m ist dagegen nördlich des Ofoten- und Herjangsfjordes auf Veggfjeldet, Kjölen und Högfjell am Hang des Storfjeldet

vorhanden. Das Niveau um 450 m ist über den Steilhängen des äußeren Lavangen am Hang des Ystelifjellet als eine bis zu 2 km breite Terrasse vorhanden. Den Hang auf der Nordseite des Lavangenfjords unterbricht eine Terrasse in 640 m am Liakollen.

Westlich von Sörskjomen existiert eine breite Terrasse in 400—460 m am NE-Hang von Frostisen. In Aefjorden südlich des Ofotenfjords sind ebenfalls Denudationsflächen vorhanden, aber nur in geringer Ausdehnung. Das obere Niveau ist südlich des Indre Tysfjord auf dem Ridtaböre und in spärlichen Resten auf dem Skaafjell östlich des Aefjord anzutreffen. Insbesondere in dem ersten, aber auch in diesem Fall ist die volle Unabhängigkeit der Formgestaltung von der Gesteinsbeschaffenheit auffällig.

Im Gebiet des Blattes Tysfjord und in dem Teil des Blattes Skjomen von Topografisk Kart, der weiter vom Meer entfernt ist, ist die Ausbildung der Hochflächen infolge der verhältnismäßig starken Zertalung nicht so leicht erkennbar wie unmittelbar in der Nähe des Ofotenfjords. Schon durch die präglaziale Zertalung und dann auch durch die glaziale Formengestaltung sind hier die alten Hochflächen stark zerstört.

Das obere und untere Niveau, die an der Küste eine Höhe von rund 650, bzw. 450 m einhalten, steigen gegen das Innere des Landes an. Die Abtragungsflächen sind durch spätere Hebung in verschiedene Höhen gebracht worden, so daß sie, wie zu erwarten ist, nicht im ganzen Untersuchungsgebiet dieselbe Höhe einnehmen. Das untere Niveau ist an den Hängen der Fjorde und Trogtäler zu finden, das obere liegt über diesen. Der Abstand der beiden Niveaus voneinander erhöht sich auf 300—400 m.

Das untere Niveau unterbricht als breite Verebnungsfläche den Hang im Westen des Skjom- und Sördalen. Die Hochfläche um den Iptosce (618 m) wird im Westen von höheren kammartigen Erhebungen begrenzt, gegen den Rundtindsee (692 m) steigt sie an (Abb. 1). Gegen Süden setzt sie sich vom Iptovatn auf die schwedische Seite zum Sidasjaure als Hochtal mit unmerklicher Talwasserscheide fort und zeigt damit, daß zwischen diesen Hochtälern in diesem Niveau und den entsprechenden Hochflächen ein genetischer Zusammenhang besteht. Hier ist also südlich vom Iptovatn ein deutliches Trogtal vorhanden. Diese Verebnungsfläche kennzeichnet damit, daß sie erst in der Eiszeit entstanden sein kann. Diese Fläche ist dem unteren Niveau zuzuordnen, da vom Rundtindvatn der Hang steiler zu einer bis 960 m hohen flachwelligen Hügellandschaft ansteigt, die offenbar das obere Niveau vertritt. Es sind eben hier beide Niveaus höher gelegen. Ebenso ist die Fläche um den Iptovatn von der westlich davon befindlichen Landschaft in 1030 m Höhe mit dem Namen

Kjaardafjell getrennt. Die beiden Niveaus sind hier scharf genug voneinander geschieden, so daß nicht bezweifelt werden kann, daß sie den zuerst an der Küste festgestellten gleichzustellen sind.

Das 450er Niveau ist als bis zu 2 km breite Terrasse über den Steilhängen des äußeren Lavangenfjords am Hang des Ystelifjellet vorhanden. Den Hang auf der Nordseite dieses Fjords unterbricht eine Terrasse in 640 m am Liakollen.

Trotz der verhältnismäßig starken Zertalung und der Veränderung der Landschaft durch die intensive glaziale Bearbeitung ist im Gebiet der Karte Tysfjord eine Verebnungsfläche um 850 m nicht zu verkennen. Wenn diese Verebnungsfläche auch vielfach zerschnitten und durch die Bildung der Rundhöcker verändert ist, tritt doch die Verebnungsfläche deutlich hervor. Dieses Gebiet ist sehr niederschlagsreich und war es wahrscheinlich auch in glazialer, vielleicht auch in präglazialer Zeit. Am deutlichsten ist diese Verebnungsfläche nördlich des großen Gletschers Giccečokka erhalten. Durch ihre Anlage am Fuße des Gletschers Giccečokka, der über einen Steilhang auf die erwähnte Fläche herunterreicht, läßt diese Fläche die Existenz einer ehemals einheitlichen Verebnungsfläche vermuten. Südlich des Storvatnet wird eine Hochfläche um 860 m, die Steilabfälle zum Storvatnet und Börvatnet hat, von einer bis 960 m ansteigenden Hügellandschaft überragt, die offenbar demselben Entwicklungszyklus angehört. Es handelt sich hier also um eine über steilen Hängen befindliche ziemlich flache Hügellandschaft. Die Verebnung ist nicht so weit fortgeschritten, daß sie zu einer vollendeten Fastebene geführt hätte. Diese Flächen befinden sich oberhalb der großen Troglöler und sind deshalb präglazial entstanden. Die Umstände, welche eine so weitgehende Abtragung verhindern konnten, sollen später besprochen werden.

Diese Landschaftsform ist typisch südlich der Kobbelva vertreten, die weiter nördlich als Sörelva in die Nordelva mündet, deren Tal wieder bei Elvegard am Skjomenfjord endet. Die Hochfläche beginnt bei etwa 800 m, wo sich am Nordwestrand der Hochfläche die Trogschulter des nördlich davon gelegenen Tales befindet, und reicht bis 1060 m empor. Ähnlich ist die Landschaft des Tverfjell zwischen dem Sördalen und Norddalen, nur daß hier infolge der späteren Zertalung das Gelände zu einer einzigen flachen Kuppe auf der Hochfläche ansteigt. Unruhiger ist dagegen wieder die Oberfläche des Morfasfjell, das sich südöstlich vom Iptovatn befindet. Es hat durchschnittlich eine Höhe über 1000 m. Seine Kuppen und breiten Rücken reichen noch etwa 100 m höher empor. Die hier besonders gegen Westen steil abfallenden Hänge heben diese Hochfläche als alte Landoberfläche deutlich heraus und scheiden sie auch

von dem hier im Westen durch das Hochtal südlich des Iptovatn vorhandene Niveau von 650 m, das dem unteren Niveau gleichkommt.

Diese Landschaft ist im Gebiet des Storsteinfjell durch die spätere Abtragung, Trog- und Karbildung sehr stark zerstört worden. Außerdem verdecken ausgedehnte Gletscher im Storsteinsfjellmassiv selbst und in einigen benachbarten Gebieten die Landoberflächen. Südwestlich vom Storsteinsfjellhauptgipfel ist sie noch mit Höhen über 1000 m verhältnismäßig gut erhalten. Sonst ist sie aber nur in mehr oder weniger breiten Rücken vorhanden wie auf dem Lositind (1044 m), auf dem Losifjell (1213 m) zwischen 1050 und 1200 m, auf dem Höhenzug nördlich des Losivatn mit einer durchschnittlichen Höhe von 1150 m.

Dieser Landschaftstypus ist in einer ähnlichen Höhe in der Umgebung des Ofotenfjordes vorhanden. Hier ist er auf der Aksla nördlich des Blaaisen zu finden, wo die Hochfläche zwischen 900 und 1000 m liegt. Im allgemeinen besitzt jedoch das obere Niveau in solcher Küstennähe eine geringere Höhe, wie weiter oben ausgeführt wurde. Das Plateau um den Naevertind (1424 m), der von der schwedischen Grenze nicht weit entfernt ist, hat Höhen um 850 m.

Ebenso gehört das Plateau um den Rivtind (1458 m), das von 900 m auf 1140 m ansteigt, zu diesem Entwicklungszyklus. Hier ist jedoch diese Landschaft nicht so typisch und auffällig entwickelt wie sonst. Zum oberen Niveau ist auch das Storfjeldet nördlich des Herjangsfjords zu rechnen, das von 840 allmählich auf 1010 m ansteigt. Seinem SSW-Hang ist, wie schon erwähnt wurde, das untere Niveau vorgelagert.

Im Gebiet des Blattes Salangen von Topografisk Kart over Norge ist das obere Niveau weitaus weniger vertreten. Die Plateaus treten nicht so deutlich hervor und von den höchsten Punkten, die dieses Niveau überragen und nicht zu ihm gehören können, verlaufen die Hänge zwar flacher als im untersten Teil in den letzten 5—600 m über dem Talboden, dennoch kommt die Einebnung nicht so zum Ausdruck wie weiter südlich. Verhältnismäßig am deutlichsten ist die Plateaubildung auf Blaafjellet und Solöyheia zwischen Lavangen und Sagvatn, wo sich im südlichen Teil eine Fläche in 650 m befindet. Gegen Norden steigt der Hang etwas steiler an und erreicht eine Fläche von 840 m, bzw. Höhen von 940 und 960 m. Eine Hochfläche um 850 m mit wechselndem Gelände, aber geringen Höhenunterschieden ist auch auf dem Perfjell östlich vom Salangstal zu finden.

Allem Anschein nach war hier nördlich des Gratangsfjords nicht bloß die Abtragungstätigkeit des Eises sehr wirksam, sondern es kam hier schon in präglazialer Zeit nicht zu einer so weitgehenden Einebnung, wie es die Mittelgebirgslandschaften auf den Hochflächen südlich des

Ofotenfjordes zeigen. Die tektonischen Ruheperioden waren hier vermutlich nicht so lang.

Die Mittelgebirgslandschaft, die um den Ofotenfjord oberhalb einer Höhe von 800 m zu finden ist, liegt über den glazialen Trogtälern. Sie wurden in den Zeiten der größten Vereisung vom Inlandeis überfahren. Dieses hat auf diesen Hochflächen zahlreiche Rundhöcker geschaffen, wie auf dem Rücken zwischen dem Bukkevatn und dem Kjelvatn zu sehen ist und wie sie auch die Landschaft westlich von den beiden Bukkeseen und auch noch westlich des Gjeitvatn zeigt. Diese mit verhältnismäßig niedrigen Höhen versehenen Hochflächengebiete, die gegen Schweden immer mehr das Landschaftsbild beherrschen und sich dort auch einer Verebnungsfläche mehr annähern, sind in der Eiszeit zwar überarbeitet, aber nicht geschaffen worden. Sie sind präglazial und müssen in einer Zeit entstanden sein, in der das Gefälle verhältnismäßig gering war. Somit können diese Gebiete nicht hoch über dem Meeresspiegel gelegen sein. Es war aber doch nicht zur Bildung einer Fastebene gekommen, wie dies für die alten Landoberflächen Südnorwegens von Fritz Machatschek[1] nachgewiesen wurde, und wie sie vielleicht auch in Schwedisch Lappland vorhanden sind. Es wäre also möglich, daß das Gebirge südlich und nördlich des Ofotenfjords vor der Bildung der Mittelgebirgslandschaft so hoch war, daß die Abtragung einen um so längeren Zeitraum in Anspruch nahm, so daß die Abtragung noch nicht bis zur Fastebene gediehen war, als durch eine spätere Hebungsphase diese Entwicklungsperiode unterbrochen wurde. Wie wir sehen werden, existieren wohl noch Reste früherer Erhebungen, die über die besprochene Mittelgebirgslandschaft hinausragen und Reste älterer Gebirgserhebungen sind. Diese unterscheiden sich aber auffallend von den runden Formen der Erhebungen der Mittelgebirgslandschaft, die sich kaum viel mehr als 200 m über das mittlere Niveau erheben. Diese runden, sanft ansteigenden Höhen, die über die Hochfläche mehr oder minder regellos verstreut sind, können unmöglich die letzten Zeugen einer schließlich bis zu den Wasserscheiden rückgreifenden Erosion sein. Demnach bleibt nur die Ansicht übrig, daß die Mittelgebirgslandschaft dadurch verursacht wurde, daß dieses Gebiet keiner vollen tektonischen Ruhe unterworfen war. Es muß vielmehr während einer wahrscheinlich sehr langen Abtragungszeit, in der die früheren Erhebungen bis auf die schon erwähnten Reste zurückgedrängt wurden, eine geringfügige Hebung angedauert oder gegen Ende dieser Abtragungszeit wieder eingesetzt haben.

---

[1] Fritz Machatschek, Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abhandlungen d. Geogr. Gesellschaft, Wien 1908, Bd. VII.

Diese Abtragungsperiode, die das obere Niveau schuf, muß durch intensivere Hebung beendet worden sein, da noch vor der Eiszeit die Zertalung wieder größere Fortschritte machen konnte. Die größeren Täler müssen nämlich schon präglazial durch fluviatile Erosion in ihren ersten Anfängen angelegt worden sein, da sonst schwer zu erklären wäre, warum die Eisströme gerade an diesen Stellen das Land in größerer Mächtigkeit überflossen und warum sich später hier die einzelnen Gletscherzungen bewegt haben. Die Bildung der glazialen Trogtäler setzt die Existenz präglazialer fluviatiler Talbildung voraus.

Das Gipfelniveau.

Über den beschriebenen Mittelgebirgslandschaften erheben sich im ganzen Gebiet südlich und nördlich des Ofotenfjords bis nach Gratangen einzelne Berggipfel oder meistens Kämme mit mehreren Gipfeln. Diese Gipfel besitzen meistens eine Höhe über 1300 bis 1400 und 1500 m. Im Storsteinsfjell werden sie noch höher. Diese Kämme sind oft auffallend schmal und besitzen besonders gegen die großen Trogtäler zu sehr steile Hänge. Diese sind, abgesehen von der präglazialen Erosion, auf die Abtragung durch die Gletscherströme, manchmal vielleicht auch auf Verwerfungen zurückzuführen. Teilweise liegen also diese Erhebungen gerade in der Wasserscheide zwischen zwei Tälern, es gibt aber auch Berge unter ihnen, die sich vereinzelt in der nächsten Nähe eines Haupttales erheben. Als Beispiel dafür mag der Berg Ippočokka (1732 m) südlich des Nordelvatales genannt werden, der ein großes Kar mit einem Gletscher darin trägt und beinahe allseits steile, fast senkrechte Wände hat. Breitere Gipfelflächen haben dagegen die östlich des Tales Oallavagge gelegenen teilweise vergletscherten Erhebungen des Oallačokka (1490 m) und des Doaresoaivve (1449 m) in der Nähe der schwedischen Grenze.

Längere schmale Kämme, die nach beiden Seiten steil abfallen, sind der Kamm des Lapviktind (1417 m) südlich von Sörskjomen (Abb. 1) und Skjellingfjell (1334 m), auf dessen Hängen Schutthalden zu beobachten sind. Das Skjellingfjell verbreitert sich nach Süden zum Rundtind (1460 m), der aber auch gegen Osten sehr steile Abfälle besitzt.

Der Mereftastind (1349 m) hat gegen Osten steile Abstürze, die größtenteils mit angefrorenem Schnee bedeckt sind. Gegen Westen ist sein Abfall jedoch sanfter. Der steile Ostabfall, der bis zum Paß Vesterskaret (900 m) im Norden davon reicht, ist auf die eiszeitliche Lokalvergletscherung zurückzuführen. Der Abfall gegen den Paß und gegen Westen zeigt der Hauptsache nach, wie ihn die präglaziale Abtragung schuf und das Inlandeis überarbeitete.

Haugbakktind (1454 m), Gamnestind (1373 m) und Stortind (1537 m) haben gegen das Skjomtal einen im obersten Teil des Abhanges fast senkrechten Abfall, der beim Haugbakktind gegen 400 m Höhe erreicht. Gegen Nordosten ist der Abfall erheblich sanfter und die Veränderung der Landschaft durch die glaziale Abtragung viel geringer als in dem Trogtal im SW. Der Hang gegen das Skjomtal hat aber außer der glazialen Erosion vielleicht auch eine tektonische Ursache.

Die erwähnten Berge erscheinen von NE als runde Kuppen und zeigen hier unverwischter ihre präglaziale Form, die sie zur Zeit des oberen Niveaus erlangt haben. Diese Berge wurden, wie ein Vergleich verschiedener Gebiete ergibt, durch die spätere Hebung in ziemlich verschiedene Höhenlagen gebracht. In der Nähe des Meeres erreichen sie 1300 und 1400 m und steigen landeinwärts an. Im Gipfel von Ippočokka erreichen sie 1732 m, in einer unbenannten Gipfelhöhe südlich von Unariepasvarre 1700 m und im Hauptgipfel des Storsteinsfjell 1901 m. Der erhebliche Höhenunterschied dieses Gipfels gegenüber denen der Umgebung macht es immerhin möglich, daß er eine Restform auf dem Niveau bildet, dem die Gipfel sonst angehören. Nordwestlich vom Haugbakktind ist eine Hochfläche, die des Elvegardstind, die sich zwischen 1260 und 1430 m befindet und durch Karwände und die Trogwände des Skjomdalen abgegrenzt wird. Nördlich davon ist bei Rapisflaaget eine kleine Hochfläche in 1400 m. Eine solche Hochfläche ist auch südlich von Norddalen auf dem Čainhavarre (1383 m) und in WSW von ihm in 1370 m. Südlich davon gibt es eine Hochfläche um 1100 m, die von der erstgenannten durch steile Hänge getrennt ist. Diese Hochfläche um 1100 m ist ihrer Lage zum Hochtal Norddalen nach nichts anderes als die früher beschriebene Hochfläche und Mittelgebirgslandschaft des oberen Niveaus, die hier eben höher gehoben ist. Anschließend an die Hochfläche in 1370 m kommt ein Rücken mit steilen Flanken mit 1626 m und ein oben flacher Rücken in 1700 m Höhe. Entweder muß man nun annehmen, daß alle diese Erhebungen und Flächen über 1300 m einem einzigen Niveau entstammen und nur tektonisch verstellt sind, oder daß es sich hier um zwei Niveaus handelt, die beide schon stark zerstört sind. Die zuletzt genannte Ansicht ist weniger wahrscheinlich und es ist dem Verfasser nicht möglich, für sie aus anderen Gegenden Belege anzuführen. Wenn man die erste Möglichkeit annimmt, muß man folgern, daß schon in den letzten Phasen der Bildung des oberen Niveaus die Hebung diese Gebiete in allerdings verschieden starker Weise ergriff.

Die Hochfläche des Elvegardstind beweist nun weiter noch, daß die Erhebungen über dem oberen Niveau die Reste einer umfassenden Verebnungsfläche sind, die schon in präglazialer Zeit sehr stark zerstört und

in der Eiszeit noch weiter verwischt wurde. Die spitzen Formen haben diese Berge erst durch die eiszeitliche Lokalerosion erhalten. Die in diesem Niveau existierenden runden Kuppen und Rücken sind die häufigsten besser erhaltenen Reste der ehemaligen Verebnungsfläche.

Der Hauptgipfel des Blaaisen südlich des Rombaksbotn, der 1485 m erreicht und eine kleine Gipfelfläche trägt, fällt auch in dieses Gipfelniveau. Die Gipfelhochfläche ist gegen Norden durch einen 200 m betragenden Abbruch abgeschnitten.

Der Sildviktind, nordöstlich des Blaaisen, besitzt alle drei Niveaus. Das Gipfelniveau ist allseits von Steilabfällen, insbesondere gegen den Sildviksee, umgeben und steigt von 1100 m allmählich auf 1360 m an. Am nordöstlichen Hang ist um 800 m eine Verebnungsfläche und noch tiefer eine knapp über der Bahntrasse um 440 m.

Nördlich des Ofotenfjords ragt der Naevertind (1424 m) als steile Pyramide aus den Gletschern heraus. Auf dem Snetind (1387 m) ist wieder eine kleine Hochfläche erhalten.

Die Gipfel und Kämme des Raevtind (1208 m), Sandfjeldet, Dudalstind (1270 m) und Nonstind (1243 m) dürften wohl auch dem Gipfelniveau angehören, doch wäre es auch möglich, daß es stärker gehobene Teile des oberen Niveaus sind. Infolge der Nähe der Küste und ihrer doch größeren absoluten Höhe ist dies aber nicht sehr wahrschein lich. Eine sichere Entscheidung wird durch die außerordentlich starke glaziale Abtragung, die an den Hängen alle anderen Niveaus verwischte, verhindert.

Weiter gegen die Westküste sind die Verhältnisse ähnlich. Die Gipfel, die dem Gipfelniveau angehören dürften, sind durch die Abtragung während der Eiszeit zu steilen Pyramiden oder schmalen Kämmen gemacht worden. Auf ihren Hängen gibt es aber doch auch wie beim Siddendalstind, Lilletind, Sletfjell und auf dem Butind Reste des oberen Niveaus, wodurch auch klargestellt ist, daß die höheren Gipfel Restformen sind, die auf dem oberen Niveau zurückblieben.

Nördlich von Gratangsbotn sind vom Gipfelniveau noch spärliche Reste auf dem Spanstind (1456 m) vorhanden, die sich also noch in einer Höhe befinden ähnlich der südlich des Ofotenfjords, aber schon wenig nördlicher erreicht das Gipfelniveau auf Trosen (1096 m), wo ein längerer Rücken dieses Niveau vertritt, nicht mehr diese Höhe.

Nördlich von Lavangen und Salangen sind zwar noch Berge mit über 1200 m Höhe vorhanden, aber infolge der Karerosion, die hier sehr intensiv gearbeitet hat, sind nur Spitzen und Kämme, aber keine Hochflächen zu beobachten.

Die Entstehung der alten Landoberflächen.

Nach den obigen Ausführungen ließen sich also in dem Untersuchungsgebiet drei Niveaus darstellen, ein Gipfelniveau, ein oberes und ein unteres Niveau. Die beiden erstgenannten befinden sich über den glazialen Trogtälern und sind also vor der Eiszeit entstanden. Das untere Niveau ist in den Fjordtälern vorhanden und unterbricht den Hang der Fjordtäler entweder als breite Verebnungsfläche oder auch nur als schmale Leiste. Diese Formen sind allem Anschein nach ohne Rücksicht auf die wechselnde Gesteinsbeschaffenheit dieses Gebietes entstanden, wie dies von Fritz Machatschek schon für das südnorwegische Hochgebirge nachgewiesen wurde.

Das obere Niveau wurde schon in präglazialer Zeit zerlalt, da doch offenbar die Gletscher bereits die ersten Anlagen der Täler vorfanden, die sie später dann so vertieften. Anders wäre es nicht zu erklären, warum das Inlandeis gerade längs dieser Linien erodierte und warum die spätglazialen Gletscherzungen gerade hier flossen. Deshalb brauchen die Täler vor der Eiszeit nicht tief gewesen zu sein, immerhin kann aber auch der Entwicklungsabschnitt, der durch das obere Niveau gekennzeichnet ist, nicht erst unmittelbar vor der Eiszeit zu Ende gegangen sein. Es mag daher am wahrscheinlichsten sein, das Ende der dem oberen Niveau entsprechenden Zeit etwa mit dem mittleren Pliozän gleichzusetzen.

Die einsetzende Talbildung konnte nur infolge einer Neubelebung der Erosion eintreten. Diese verlangt nun wieder die Veränderung des Abstandes von der Erosionsbasis. Wir haben es also jetzt im oberen Pliozän mit einer Hebungsphase zu tun.

Das obere Niveau ist, wie schon geschildert wurde, nicht eine Fastebene, sondern eine Hügellandschaft mit reifen Formen. Auf dieser Landschaft gibt es aber noch die Berge des Gipfelniveaus. Diese können mit den Hügelformen auf der Hochfläche schwer in einem Entwicklungsabschnitt vereinigt werden. Die Rückwitterung der Inselberge verlangt eine andere tektonische Phase als die Bildung der Hügellandschaft. Es ist deshalb am besten anzunehmen, daß die Zeit des oberen Niveaus eine längere Phase tektonischer Ruhe hatte und mit einem Abschnitt geringer Hebung endete. Vielleicht wurde das Land mit Ausnahme der Restberge zuerst bis zur Fastebene abgetragen. Aus dieser Fastebene wurden dann wieder die neuen Höhen herausgearbeitet. Die Bildung der Abtragungsfläche, die Zurückwitterung des Gipfelniveaus und die Entstehung der Hügellandschaft nahmen wohl große Zeiträume in Anspruch. Die abgetragenen Flächen sind aber doch nicht so groß, daß die Annahme be-

rechtigt wäre, die Verebnung hätte schon lange vor dem Miozän begonnen. Die Ausbildung des oberen Niveaus fällt somit hauptsächlich in das Miozän. Auch wenn eine schwache Hebung die Bildung dieser Abtragungsfläche erschwert haben sollte, wird dies doch auch nicht für eine längere Dauer dieser Zeit sprechen, da der Grenzfall, daß sich Hebung und Abtragung gerade aufheben, wodurch auch in sehr langer Zeit ein für uns faßbares Ergebnis nicht herauskommen könnte, kaum zu erwarten ist. Vermutlich hat die Hebung ein gewisses Maß nicht unterschritten. Wenn diese also doch von einiger Intensität war, mußte nach — geologisch gesprochen — nicht allzu langer Zeit der nach den gegebenen Verhältnissen dafür etwa mögliche Betrag erreicht sein.

Zur Bildung des oberen Niveaus konnte es nur kommen, wenn das Gipfelniveau zuerst zertalt wurde, so daß an dessen Fuß eine niedrigere Landschaft entstehen konnte und schließlich zuletzt auch deren Einebnung möglich war. Das Gipfelniveau liegt in den küstennahen Teilen etwa 400 m höher als das obere Niveau. Diese vorhin erwähnte stärkere Zertalung des Gipfelniveaus, die die Entstehung des oberen Niveaus vorbereitete, verlangt wieder eine Belebung der endogenen Vorgänge. Vor dem Miozän ist daher eine neue Hebungsphase anzusetzen, in der die Erosion den zwischen den beiden Niveaus bestehenden Höhenunterschied ausarbeitete. Dadurch wurde nach dem Abklingen der Hebungsphase die Möglichkeit geboten, durch Seitenerosion die Verebnungsfläche zu schaffen. Der Betrag der Tiefenerosion hängt außer von der Niederschlagsmenge vom Gefälle ab. Beide kennen wir aus dieser Zeit nicht näher. Der Niederschlag dürfte aber in dieser Zeit, die in das Alttertiär fällt, geringer gewesen sein als in der Eiszeit. In der Eiszeit wurden nun die Täler um einen größeren Betrag erniedrigt als während der erwähnten Hebungsphase im Alttertiär. Freilich geschah die Tiefenerosion im Tertiär durch fließendes Wasser und im Quartär durch das Eis. Es waren also zwei verschiedene Faktoren tätig, deren Erosionswirkung für die Zeiteinheit nicht einfach gleichgesetzt werden kann. In der Eiszeit strömte das Eis auch aus einem größeren Einzugsgebiet selbst von jenseits der Wasserscheide des Gebirges nach Westen. Dadurch wird ein Vergleich der beiden Erosionsbeträge und damit auch der dazu nötigen Zeit so ziemlich unmöglich. Vor allem ist das Gefälle der alttertiären Flüsse nicht bekannt und läßt sich auch nicht aus den spärlichen Resten des Gipfelniveaus rekonstruieren. Somit bleibt nur die recht allgemeine Bestimmung übrig, daß diese Hebung im Altteriär, wohl am ehesten gegen dessen Ende erfolgt sein dürfte.

Das Gipfelniveau selbst ist, wie bereits berichtet, auch keine

wirkliche Fastebene, sondern hat ebenfalls Höhenunterschiede bis zu 200 m, die sich in einer reifen, schwachgeneigten Landschaft befinden. Es ist nun möglich, daß die Bildungszeit dieses Niveaus ebenfalls zu kurz war, um zu einer Fastebene zu führen. Dann könnte die Bildungszeit dieses Niveau auf das Alttertiär allein beschränkt sein und im Mesozoikum könnte eine andere uns nicht bekannte Landoberfläche existiert haben. Es ist aber auch möglich, daß die Hügellandschaft des Gipfelniveaus bereits durch eine Wiederbelebung der Erosion gebildet wurde, die eben noch so schwach war, daß nur diese sanften Formen geschaffen wurden. Erst später hob sich das Land stärker. Diese Hebung führte dann zur Zertalung des Gipfelniveaus. Wenn dies richtig ist, kann vor der Bildung des hügeligen Gipfelniveaus eine Fastebene vielleicht auch durch lange Zeiträume hindurch existiert haben.

Entweder ist also das hügelige Gipfelniveau das Endergebnis eines Abtragungsvorganges oder das Anfangsstadium einer durch Wiederbelebung der Erosion frisch modellierten und zertalten Landschaft. Im ersten Fall ist das Gipfelniveau uns so überliefert wie es immer war und vorher gab es eine Landschaft anderer Art. Das Gipfelniveau ist daher auf das Alttertiär beschränkt, wenn dies zutrifft. Nicht erklärt ist dabei, warum dann, wenn zur Abtragung bis zur Fastebene nicht genügend Zeit war, von der früheren, höheren Landoberfläche gar nichts erhalten geblieben ist. Allerdings ist dabei nicht berücksichtigt, daß die Gipfel des Storsteinsfjell vielleicht doch Reste eines noch höheren Niveaus bilden. Wenn dagegen das Gipfelniveau seine jetzige Form durch Wiederbelebung der Erosion erhalten hat, muß vorher im Mesozoikum eine Fastebene existiert haben. Wir kommen also zu dem Schluß, daß das Gipfelniveau entweder in seiner jetzigen Form unmittelbar aus einer mesozoischen Fastebene hervorgegangen ist, oder daß diese mesozoische Fastebene durch ein noch höheres, fast völlig verschwundenes Niveau gebildet wurde.

Fritz Machatschek[1] beobachtete in den hochalpinen Teilen des südnorwegischen Gebirges ein unteres und ein oberes Niveau, die präglazialen Alters sind, während J. Vogt[2] nur eine gehobene Rumpffläche unterscheidet. Das untere und obere Niveau Machatschek's haben einen Höhenunterschied von ungefähr 600 m. Dem unteren Niveau Machatschek's entspricht das hier angeführte obere, seinem

[1] Fritz Machatschek, Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abhandlungen d. Geogr. Ges. Wien, VII, 1908.

[2] J. Vogt, Söndre Helgelands Morphologi. Norg. geol. Unders. 29, Christiania 1900.

oberen unser Gipfelniveau. Im Romsdal ist z. B. das untere Niveau in einer Höhe von 900—1000 m, das obere in 1550 m. Fr. Machatschek konnte auf der alten Rumpffläche einen Böschungswinkel zwischen 3 und 5‰ von der Maximalerhebung nach außen zu feststellen. Die älteste der feststellbaren Rumpfflächen war nach Machatschek am Ende des Mesozoikums bereits durch die subärile Denudation gebildet, während wir in unserem Untersuchungsgebiet dem Gipfelniveau in seiner jetzigen Form nur alttertiäres Alter zuschreiben möchten, es jedoch nicht für unmöglich halten, daß diese Form unmittelbar aus einer mesozoischen Fastebene hervorgegangen ist. Auch Fr. Machatschek berichtet von einzelnen Bergen und Berggruppen, die über sein oberes Niveau hinausragen. Er vermag jedoch nicht zu entscheiden, ob sie die Reste einer noch höheren und älteren Rumpffläche sind oder, was ihm wahrscheinlicher erscheint, „ein lokales oberstes Denudationsniveau andeuten, dessen Höhe von der Taldichte und der Widerstandsfähigkeit der zwischen den Tälern auftretenden Gesteine abhängig wurde." (S. 28.)

H. W. son Ahlmann[1] beschäftigt sich in seiner großen morphologischen Arbeit über das Gebirge Süd- und Nordnorwegens ausschließlich mit der eiszeitlichen Formgestaltung. In einer Randbemerkung nimmt er jedoch kurz zur Arbeit von Fr. Machatschek Stellung. Er hält das obere Niveau Machatschek's in 1950—1400 m Höhe für unwahrscheinlich. Da dies jedoch nicht näher begründet wird, ist es natürlich auch nicht möglich, die Berechtigung dieser Behauptung zu überprüfen und zuzugeben. Ahlmann führt nur kurz an, daß er die Entstehung des norwegischen Gebirges ganz anders auffaßt. Er wollte jedoch anscheinend in dem Rahmen dieser Arbeit nicht näher darauf eingehen. Nach ihm soll Südnorwegen "the first youthful stage in destructive mountain-building cycle" darstellen. Es repräsentiert nach Ahlmann das erste Stadium "in the transformation of a block-mountain to a broken mountain range." (S. 147.)

Das skandinavische Mesozoikum wird allgemein für eine ruhige Zeit gehalten. Aus dem Mesozoikum fehlen Verwerfungen und vulkanische Erscheinungen. Auch die Existenz einer Abtragungsfläche wird für das Mesozoikum kaum bestritten. A. Högbom[2] vertritt dies folgendermaßen: „Wahrscheinlich näherte sich die Oberflächengestaltung im Laufe der mesozoischen Zeit dem Peneplainstadium und die Flüsse ihrem Basisniveau. Die Arkosen im Liegenden des Lias (Hör) und der Kreide (Kristianstadgebiet) zeigen von einem geschwächten Denudations-

[1] H. W. son Ahlmann, Geomorphological studies in Norway. Geografiska Annaler, Stockholm 1919.

[2] A. G. Högbom, Fennoskandia. Handbuch der Reg. Geol. IV, 3, 1913.

Vermögen der rinnenden Gewässer und dasselbe geht aus der Beschaffenheit der Uferablagerungen des Kreidemeeres hervor, welche auffallend frei von terrigenem Flußschlamm sind und fast nur aus reinen Karbonatgesteinen bestehen." (S. 127.) Dagegen sind die Ansichten über die Umgestaltung dieser Landoberfläche im Tertiär und Quartär noch sehr geteilt. Die Veränderungen während des Tertiärs sind außerdem nur in wenigen Fällen untersucht worden.

Einige Täler aus Norwegen.

Das Tal der Nordelva.

Das Tal der Nordelva, das im unteren ständig bewohnten Teil Skjomdalen heißt, zieht von den Höhen an der schwedischen Grenze östlich des Storsteinsfjell zuerst ost-westlich, dann nach NW zum Skjomenfjord. Das Tal weist eine außerordentlich deutliche glaziale Bearbeitung auf. Der Fluß entströmt dem Langsee, der aber auch noch einen Zufluß aus einem noch höher gelegenen, unbenannten See erhält, dessen Quellbach von dem Hang des Plateaus Saelkačokka kommt. Der Fluß und die Seen umgeben somit das Massiv des Storsteinsfjell von drei Seiten. Vom Langsee zweigen nach Norden zwei Täler, Tverdalen und Oallavagge, ab, die ein vergletschertes Massiv, das auch Saelkačokka heißt, umschließen. Hier befinden sich Talwasserscheiden, die bekanntlich für ehemals vergletscherte Gebiete typisch sind. Es fließen einerseits Bäche zum Langsee, aber auch nur wenig nördlicher entspringen Bäche, die unmittelbar nach Norden zum Rombaksbotn abfließen. Selbst als das Inlandeis diese Gebiete in beträchtlicher Mächtigkeit überschob, mußte das Eis durch die hohe und umfangreiche Masse des Storsteinsfjell gestaut und geteilt werden. Später, als sich hier in diesem Gebiet nur mehr lange Zungen der in Schweden noch vorhandenen Inlandeismassen befanden, floß der geschaffenen Talform entsprechend eine Zunge über das Gebiet des heutigen Storvatn von den schwedischen Höhen in das Norddalen gegen Westen hinaus, während der andere Ast nach Norden abfloß. Dieser wurde auch noch von den großen Gletschern des Storsteinsfjell gespeist.

Das obere Norddalen ist ein breites Hochtal, in dem der Fluß sehr breit werden kann. Bemerkenswert ist, daß die von Südosten her einmündenden größeren Seitentäler, wie das des Galamjokk und das Tal der Kalikselva, ohne Stufen sich mit dem Haupttal vereinigen. Sie sind also keine Hängetäler. Es sind breite Trogtäler mit konkaven Hängen. Den umgebenden Höhen fehlen Kare. Die Erklärung dafür muß darin gesucht werden, daß das Nordalen wie auch seine Seitentäler bereits präglazial angelegt waren und dann besonders durch das Inlandeis vertieft wurden.

Bei der annähernd gleichmäßigen Dicke des Inlandeises wirkte sich der geringe Höhenunterschied zwischen dem Haupt- und dem Nebental der reifen Landschaft nicht aus, so daß die Vertiefung auch gleichmäßig vor sich ging und die beiden Täler auch jetzt gleichsohlig einmünden. Die Übertiefung der Täler durch das Inlandeis gibt also keinen Anlaß zur Bildung von Hängetälern, wenn nicht besondere morphologische Verhältnisse doch dazu führen. Wenn in einer glazial geformten Landschaft Hängetäler fehlen, ist dies ein guter Beweis dafür, daß die Täler einen beträchtlichen Teil ihrer Tiefe durch die Abtragungsarbeit des Inlandeises erhielten. Bei einer Formgestaltung bloß durch Gletscherzungen wären Hängetäler unvermeidlich. Hier scheint also nicht zuzutreffen, was Fritz Machatschek für die Täler Südnorwegens betont, daß die Bildung der Tröge und Trogschlüsse in die letzte Hauptvergletscherung zu verlegen sei, in der eine hinreichende Individualisierung der Eisströme bereits stattgefunden habe. Hier gab es vielmehr bereits eine präglaziale Talanlage und eine gar nicht geringe Übertiefung während der Inlandeisbedeckung. Die gegen Ende der Eiszeit vom Inlandeis ausgehenden Gletscherzungen konnten das Haupttal auch nicht mehr so sehr vertiefen, daß bei der Einmündung der Seitentäler eine Gehängestufe entstanden wäre (Abb. 2). Die Zeit, in der sich hier eine Gletscherzunge bewegte, die vom Inlandeis gespeist wurde, kann nur kurz gewesen sein. Östlich und westlich der Mündung der Losielva ist auf dem Talboden eine großartige Rundhöckerlandschaft. Unterhalb der Mündung der Losielva rücken die Hänge erheblich näher an den Fluß heran, der breite Talboden wird eingeengt. Bei dem Lappquater, bei dem sich auch eine Hängebrücke befindet, hat der Fluß eine Grundmoräne in einer Mächtigkeit bis zu 5 m angeschnitten. Diese Moräne entstammt, da von Süden her ein lokaler Gletscher infolge der steilen Wände nicht herunterreichen konnte, einer durch das Norddalen fließenden Zunge. Die geringe Mächtigkeit der zurückgelassenen Moräne läßt ebenfalls darauf schließen, daß, nachdem sich die große Inlandeismasse aus dem oberen Norddalen auf die Berge in Schweden zurückgezogen hatte und auch keine Gletscherzunge über die Steilstufe in das Skjomdalen kam, nur kurze Zeit eine Gletscherzunge vom Inlandeis herab in diese Gegend floß. Diese kleine Moräne liegt auf dem Talboden unmittelbar über der Steilstufe. Sie gehört also dem allerletzten Abschnitt der Vereisung in diesem Gebiet an, in dem es keine nennenswerte Tiefenerosion mehr gab. In dieser Phase erfolgte also die Abschmelzung des Inlandeises und seiner Zunge sehr rasch. Man darf daraus schließen, daß um diese Zeit die klimatischen Verhältnisse bereits so günstig waren, daß sich das Eis in dieser Höhenlage nicht mehr halten konnte.

Zum Unterschied vom Skjomdalen, dem NW verlaufenden unteren Teil des beschriebenen Tales hat Norddalen nicht die auffällige, tiefeingeschnittene Trogform mit steil ansteigenden und verhältnismäßig nahen Hängen. Der Skjomenfjord und das anschließende Skjomdalen sind tief eingeschnittene Trogformen. Oberhalb der Steilstufe erweitert sich das Tal jedoch bedeutend und bildet eine breite Wanne. Daran mag insbesondere das geringe Gefälle, das schon aus der Präglazialzeit übernommen wurde, schuld sein. Auch wird der obere Teil des Tales schon vor der Vereisung weniger tief gewesen sein. Unterhalb des schon erwähnten Lappquaters hat das Nordtal eine Stufe von insgesamt fast 300 m Höhenunterschied, die bis zum Fjellbu reicht, wo das Sördalen einmündet, das eine ähnliche Stufe besitzt. In der Gegend haben sich offenbar die in den beiden Tälern fließenden Gletschermassen vereinigt und unterhalb eine größere Erosionskraft damit erlangt. Da das Skjomtal eine glaziale Übertiefung von fast 700 m erfahren hat, wie sich aus dem Abstand der Trogschulter vom Talboden ergibt und auf die Stufe ein Betrag von 300 m kommt, kann diese Stufenbildung nicht auf einen letzten Abschnitt der Eiszeit beschränkt gewesen sein. Sie wird also nicht allein in der Zeit, in der Gletscherzungen flossen, wirksam gewesen sein, sondern schon in der Inlandeisphase eingeleitet worden sein, was durchaus möglich ist, wenn die Täler bereits vor der Eiszeit angelegt worden sind. Hier bei der Vereinigung der beiden Täler strömten auch während der Inlandeisbedeckung größere Eismassen zusammen. Wenn das Trogtal schon während der Inlandeisbedeckung zum Teil geschaffen wurde, läßt das Verhältnis der Stufe zur Gesamthöhe des Tales keine andere Möglichkeit zu, als daß die Stufenbildung bereits im Inlandeisstadium begonnen hat. Wenn man jedoch nur den Zungengletschern die Bildung des Trogtales zugesteht, bleibt die Frage offen, warum dann das mächtige Inlandeis, das so viel länger diese Landschaft bedeckte, nur so geringe Abtragung leistete. Dies kann nur dahin beantwortet werden, daß das Inlandeis allen Schutt wegräumte und die Gesteinsoberfläche glättete. Da höchstens an wenigen Stellen Felsen und Bergspitzen das Inlandeis überragten, konnte fast nichts subäril verwittern. Somit konnten dann der Gesteinstransport und die Abtragung nur gering gewesen sein. Was an Schutt von früher vorhanden war, wurde wohl zum größten Teil in die Täler herabbewegt und durch sie dem Meer zugeführt. Erst als die Lokalvergletscherung wieder möglich war, stand wieder mehr Schutt zur Verfügung. Je tiefer die Täler nun schon waren, desto mehr floß das Eis auch in diese ab und brachte auch verwittertes Gestein in größerer Masse dorthin.

Die Nordelva hat das größte Gefälle am Beginn und am Ende des Durchbruchtales. In einer Höhe von 300—350 m ist das Gefälle erheb-

lich geringer. Bei der Hängebrücke in der Nähe des Lappquaters ist der Fluß bereits etwa 8 m tief in den Fels eingeschnitten. Ober diesem Einschnitt sind Rundhöcker vorhanden, der Durchbruch selbst ist postglaziale Erosionsarbeit. Vielleicht 100 m weiter unterhalb folgt eine zweite längere postglaziale Schlucht mit einem Wasserfall, der durch eine Felsinsel geteilt ist. Dieser Durchbruch hat eine Höhe von 20—30 m.

Zwischen dem nedl Seter und dem Fjellbu ist ein weiteres postglaziales, schluchtartiges Tal vorhanden. Besonders am Nordufer des Flusses steigen die Wände fast senkrecht empor. Hier ist die fast 200 m umfassende untere Stufe des Tales. Auf der Südseite des Tales begleitet eine Terrasse, die von den Setern benützt wird, den Fluß. Sie ist mit Rundhöckern versehen und steigt stufenförmig an. Sie beginnt etwa 30—40 m über dem Fluß. Sie ist bereits bei dem oberen postglazialen Durchbruch in rund 400 m vorhanden und senkt sich von hier allmählich bis auf 300 m unterhalb des nedl Seters. Sie stellt somit das Bett der letzten Gletscherströme dar. Die Eintiefung des Tales unterhalb der Terrasse bis zum heutigen Flußbett hat V-Form und ist der Flußerosion zuzuschreiben, die außer in postglazialer vielleicht schon in spätglazialer Zeit durch die unter dem Eis abfließenden Schmelzwässer des zurückgehenden Inlandeises wirkte.

Der Nordhang des Tales hat in diesem Abschnitt schon nahe der Umbiegungsstelle des Talhanges in die NW-Richtung eine schmale Leiste in 450 m Höhe, unter der große Felsplatten glattgeschliffen sind. Diese glatten Felsen reichen bis etwa 40 m über dem Flußbett herab. Ein ähnlicher, noch breiterer Absatz ist an dem rechten Talhang im Skjomdalen SE von Elvegard zu sehen, wo sich der untere Rand des Absatzes in 420 m Höhe befindet. Der Absatz ist an dem Hang unverkennbar, aber die Neigung der Terrasse ist auch ziemlich bedeutend. Der Felsen ist stark geschliffen und mit Rundhöckern versehen. Diese Leisten sind also nur spärlich und undeutlich vertreten, so daß von ihrer Erklärung und Einordnung in den sonst dargestellten Entwicklungsgang Abstand genommen werden muß. Über der erwähnten Leiste am Hang des Lositind steigt der Hang an Neigung allmählich zunehmend an. Der oberste Teil unterhalb des Kammes ist sehr steil und mit gleichmäßiger Neigung ausgestattet, so daß er auch bereits ein Teil eines V-förmigen Tales gewesen sein kann. Daß in dem Trogtal die Anzeichen von V-Hängen so undeutlich und unsicher sind, hängt damit zusammen, daß das Eis die Trogbildung bis an die Hochflächen des oberen Niveaus ausdehnte, so daß früher vorhandene präglaziale V-Formen vernichtet oder wenigstens verwischt werden mußten.

Die Sörelva hat, bevor sie das Haupttal in der Gegend des Fjellbu

erreicht, ebenfalls eine Stufe zu überwinden. Das Gefälle ist hier besonders im unteren Teil der Stufe bedeutend und die Erosionskraft des wasserreichen Flusses hat eine Schlucht mit fast senkrechten Wänden geschaffen. Das Ausmaß der postglazialen Erosion dürfte hier auch etwa 40 m betragen.

Das Skjomdalen, das vom Fjellbu bis zum Fjord reicht, zeigt das Trogtal deutlich. Diese Form reicht bis an den Rand des benachbarten Plateaus hinauf. Nur auf dem rechten Hang tritt, wie schon berichtet, SE von Elvegard eine Unterbrechung durch eine Terrasse auf. Die Abstürze der Gipfel Haugbakktind, Gamnestind und Stortind sind, wie früher schon erwähnt, wohl tektonischen Ursprungs.

Bei der Brücke, die zum Fjellbu führt, ist eine in etwa 80 m Meereshöhe gelegene mächtige Grundmoräne vom Fluß angeschnitten, die noch etwas weiter talaufwärts reicht. Eine andere, damit nicht zusammenhängende Moräne wurde, wie bereits berichtet, beim Lappquater festgestellt. Im Gebiet der dazwischen liegenden Stufe südlich des Lositind ist keine Spur von einer Moräne vorhanden. Die Moräne im Skjomdalen ist mit Unterbrechungen bis knapp vor Elvegard anzutreffen. Aufgeschlossen ist sie z. B. bei Storfallet. Dort enthält sie zwischen Sand und Kies Blöcke von einem Durchmesser von 30 cm und mehr. Unterhalb Litlefallet ist die Moränenterrasse, in die der Fluß eingeschnitten hat, wieder gut sichtbar. Sie hat hier eine Meereshöhe von etwa 80 m. Die Moräne ist hier zum Fluß hinunter in einer Mächtigkeit von über 15 m aufgeschlossen. Auch hier sind größere Steine, selbst solche von ½ m Durchmesser, sichtbar. Der mit 100 m absoluter und etwa 70 m relativer Höhe versehene Felsriegel bei Haugbakkan unterbricht die Moräne. Er ist oben flach. Aus dem granitischen Gestein ist eine Rundhöckerlandschaft herausmodelliert.

Von diesem Riegel weiter talauswärts ist die Moräne wieder vorhanden. Sie hat hier noch größere Steine von 10—20 cm Durchmesser. Je näher sie aber Elvegard kommt, desto feiner wird das Material. Größere Steine fehlen schließlich gänzlich und feiner Kies baut dort die Moräne auf. Hier ist sie von Bächen tief zerschnitten. Auch in dem feinen Material ist keine Schichtung vorhanden. Trotzdem ist es wohl möglich, daß hier die Grundmoräne in fluviatile Ablagerung übergegangen ist. Die Feinheit des Materials würde dafür sprechen. Etwa 1 km vor der Kirche in Elvegard endet die Moränenterrasse, die vom Fluß und mehreren Bächen teilweise abgetragen worden ist, mit einem plötzlichen Abfall. Sie hat hier eine Höhe von 30 m über dem Meer.

Diese Grundmoräne ist also auf eine Erstreckung von mehr als 12 km vorhanden. Sie erreicht beinahe das Meer, da sie kaum 1200 m

vor diesem endet. Die Mächtigkeit und Länge der Moräne macht es wahrscheinlich, daß sie von einer dem Inlandeis entstammenden Zunge herrührt. Lokale Vergletscherung hätte keine so lange Gletscherzunge, die vielleicht schon einen Teil des Norddalen durchfloß, liefern können. Ein Endmoränenwall ist nicht vorhanden. Die Abnahme der größeren Steine gegen das Ende der Moräne deutet darauf hin, daß die bewegende Kraft des Gletschers allmählich nachließ und somit auch die Dicke des Gletschers eine dementsprechende Abnahme erfuhr. Das äußerste Ende der Moräne ist wahrscheinlich durch die Brandung des Meeres während eines höheren Meeresstandes am Ende der Eiszeit weggeräumt worden. Am Strand von Elvegard kann das aufgeschlossene Material als umgeschwemmte Moräne gedeutet werden.

Fredrik Enquist[1] kommt, nachdem er von Vogt beschriebene Moränen einer Eisrandlage des Inlandeises von Kvaenangen, vom Kaafjord in Lyngen und innerhalb Salangens erwähnt hat, zu einer kurzen Besprechung von Moränen aus dem Gebiet des Ofotenfjords. Daß auch die große Moräne in Rombaken, die Moräne im Beisfjord und in Skjomen einer solchen Randlage des Inlandeises entsprechen, scheint ihm weniger sicher, da sich dann nur mehr in diesen Seitenfjorden Zungen befunden hätten und der Ofotenfjord selbst schon eisfrei gewesen sein müßte. Uns erscheint jedoch nach der vorhandenen Lage kaum bestreitbar, daß die Moräne des Skjomtales in einer Zeit floß, in der das Eis nicht mehr bis in den Ofotenfjord hinausreichte. Die Moräne war zwar eine Zunge aus dem Inlandeis, dieses war aber nicht mehr so mächtig, die höheren Bergspitzen überragten bereits das Eis und lieferten durch ihre Verwitterung wieder entsprechendes Material für die Ablagerung so mächtiger Moränen.

Das Tal der Kjaardaelva.

Dieses Tal zieht vom Kjaardavatn (615 m) an der Grenze zwischen Norwegen und Schweden nach Sörskjomen. Das Tal hat also nur eine kurze Erstreckung. Es weist ebenfalls Trogform auf. Der W-Hang des Tales hat in einer Höhe von etwa 430 m einen Absatz, der Hang verflacht sich etwas, bleibt aber immer noch so steil, daß von einer Terrasse nicht gut gesprochen werden kann. Über 580 m nimmt die Steilheit des Hanges wieder bedeutend zu.

Unmittelbar südlich von Skjombotn ist auf dem linken Ufer der Kjaardaelva eine mächtige Moräne vorhanden, die also auch das Meer

[1] Fredrik Enquist, Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Stockholm 1918.

nicht erreicht. Sie bildet eine etwa 70 m über dem Meer gelegene, fast ebene, bewaldete Fläche. Der Fluß hat die Moräne angeschnitten und auf dem Westufer stark ausgeräumt. Gegen die Häuser von Sörskjomen fällt sie wenigstens 50 m steil ab.

Bei der Mündung der Vesterskarelva sind ebenfalls Moränen vorhanden, die aber erst später im Zusammenhang mit der Karbildung besprochen werden sollen.

Am westlichen Rand der Ortschaft Sörskjomen, die sich auf einer nur wenig über dem Meeresspiegel gelegenen kurzen Niederung befindet, die selbst wieder zwischen dem Meer und dem Moränenrand liegt, gibt es einen Aufschluß, der folgendes zeigt: Zu oberst lagern horizontal 40 cm mächtig graue und schwarze Gerölle, die mit grobem Sand vermischt sind. Dann kommen 60—70 cm deutlich geschichtete Kiese und Sande vermischt mit Steinen. Sie haben leichtes Einfallen nach S. Zu unterst sind auf 1½ m Schichten von Kies aufgeschlossen, die gegen unten in Schichten von feinem Sand übergehen.

Auf der rechten Seite des Flusses ist nördlich von dem letzten Hof und dem Abfall der großen Moräne ein 3 m hoher Aufschluß von feinerem Sand. Nur hie und da ist darunter ein eckiger oder auch ein abgerollter Stein. Darüber liegen Kiese in einer Mächtigkeit von 20 cm.

Fredrik Enquist[1] berichtet von einer Moräne auf Andö in Vesteraalen, der geschichtete Sande unterlagert sind. Die große Moräne des Tales der Kjaardaelva kann in Analogie zu der des Skjomdalen als Ablagerung einer Zunge des zurückweichenden Inlandeises angesehen werden. Es ist freilich nicht ganz ausgeschlossen, daß diese schon über den Kjaardavatn, von dem vielleicht über dem Sidasjaure liegenden Inlandeis herkam. Die steilen Osthänge des Middagsfjell schließen eine Ansammlung von Firn aus. Auf der Hochfläche am Skjellingfjell, die über 700 m hoch ist, konnte sich jedenfalls auch kein Eis ansammeln, da diese Hochfläche wahrscheinlich noch unter der Schneegrenze lag. Auf den höheren Teilen dieser Berge sind keine Kare vorhanden, die in einem engeren Gebiet eine Lokalvergletscherung erwarten lassen. So ist es am wahrscheinlichsten, daß diese große Moräne einer Zunge aus dem Inlandeis entstammt.

Wie später noch nachgewiesen werden wird, wurde diese Moräne westlich von der Kjaardaelva abgetragen und eine andere, die noch besprochen werden wird, schob ein lokaler Gletscher vom Vesterskaret herein. Den vordersten Rand der großen Moräne dürfte auch in diesem Tal

[1] Fredrik Enquist, Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Stockholm 1918.

die Brandung während eines etwas höheren Meeresstandes abgetragen haben. Der Steilabfall dieser Moräne deutet darauf hin. Die oben beschriebenen Sande und Kiese wurden wie die Gerölle zur Zeit eines noch höheren, aber schon sinkenden Meeresstandes abgelagert.

Gratangseidet.

Zwischen Gratangsbotn und dem Herjangsfjord befindet sich ein Talzug, der zwar eine natürliche Fortsetzung des letzten ist, den Gratangsfjord jedoch an seinem inneren Ende rechtwinkelig schneidet. Die Talsohle von Gratangseidet weist allerdings nicht mehr ein einheitliches Gefälle auf, sondern steigt sowohl von Gratangsbotn als auch von Herjangen gegen die Grenze zwischen dem Amt Tromsö und dem Amt Nordland an, wo die Straße die Höhe von 333 m erreicht. Die begleitenden Hänge lassen es jedoch unzweifelhaft erscheinen, daß hier ursprünglich ein einheitliches Tal vorlag. Jetzt wird Gratangseidet südlich der Grenze zwischen den beiden Ämtern durch den Praestjordelven zum Herjangsfjord entwässert, nördlich der Grenze führen Mellemvaselven und Storelven zum Gratangsbotn. Nordwestlich vom Osevand zweigt das Labergtal von Gratangseidet ab. Der von der Straße benützte Einschnitt in der innerhalb des Talzuges gelegenen Wasserscheide ist durch die spätere Erosion und Denudation stark erniedrigt. Die Höhe des ursprünglich einheitlichen Talbodens in Gratangseidet zeigt dagegen die Restform des benachbarten, im Talzug gelegenen Snaufjeldene mit einer Meereshöhe um 410 m an.

Nördlich des inneren Endes des Gratangsbotn findet Gratangseidet eine Fortsetzung in dem Talzug Fjordbotneidet. Hier ist ebenfalls deutlich zu sehen, daß es sich um einen Teil eines ehemaligen, jetzt zerstükkelten Talzuges handelt, der mit der späteren Talbildung durchaus nicht zusammenstimmt. Dort, wo Fjordeidet über dem inneren Gratangsbotn beginnt, befindet sich eine Terrasse, die mit Fjordbotnheia bezeichnet ist, in einer Meereshöhe über 450 m. Der Abfall dieses Talstückes erfolgt nach Norden gegen Lavangen unvermittelt bis zu einer am Südufer dieses Fjordes hinziehenden Terrasse in rund 240 m Höhe.

Auch nördlich von Lavangen ist dieser nach Norden führende Talzug noch nicht zu Ende, sondern setzt sich in Lavangseidet fort. Hier ist im Westen ebenfalls eine Terrasse über 460 m, die allmählich gegen 530 m ansteigt. Sonst ist aber hier der frühere Zustand durch die spätere Erosion stark verändert. Der Talboden ist daher vor allem nicht so breit wie in den südlichen Ästen des Talzuges.

Beachtenswert ist auch, daß ein Hochtal von der Turiststasjon in Gratangen zum Salangselvatal führt. Dieses ist besonders in der Nähe

der Turiststasjon bedeutend schmäler als das von Gratangseidet. Jetzt erfolgt die Entwässerung allerdings nach zwei Seiten, nämlich nach Gratangsbotn und zur Spanselva. Die Flächen um die Paßhöhe liegen um 430 m. Sonst ist das Tal natürlich durch die spätere Erosion und glaziale Abtragung erniedrigt. Die Paßhöhe zeigt jedoch die Höhe des einstigen Tales. Das Spanstal, das ist der untere Abschnitt des Tales der Spanselva, ist wohl überhaupt zu einem erheblichen Teil fluviatiler Entstehung. Die Formen dieses Tales machen dies wahrscheinlich. Die Spanselva wurde allem Anschein nach in spätglazialer Zeit durch rückschreitende Erosion zum Lavangsfjord abgelenkt.

Vom Salangselvatal führt ein Talzug über das obere Tal der Spanselva und das Graestal zum Herjangsfjord. Südlich vom Kolbanskaret, wo der beschriebene Talzug vom Salangselvatal abzweigt, ist eine Terrasse in 420—480 m Höhe. Die Talwasserscheide zwischen dem Zufluß des Graesvand und der Spanselva liegt in 430 m.

Aus dem eben Erwähnten geht somit hervor, daß in dem Gebiet zwischen Herjangsfjord und Salangen in der Eiszeit Troglöler entstanden, die im großen und ganzen meridionalen Verlauf haben. Soweit die Höhe der vorhandenen Terrassen einen Schluß zuläßt, dürfte die Abdachung dieser Täler nach Süden zu erfolgt sein. Das in ihnen befindliche Eis strömte also zum Herjangsfjord und damit zum Ofotenfjord. Die Richtung dieser Täler war wahrscheinlich bereits durch die präglazialen Formen bestimmt. Diese Täler bestanden auch noch bis in die in einem früheren Abschnitt beschriebene Interglazialzeit, die das untere Niveau in einer Höhe von 420—450 m schuf. Mit diesem Zeitabschnitt verloren jedoch auch die besprochenen Talzüge ihre Existenz. Vorher konnten die Fjorde, die den erwähnten äußeren Talzug queren, noch nicht so weit landeinwärts gereicht haben. Am wahrscheinlichsten ist, daß das Tal Gratangseidet—Fjordbotneidet—Lavangseidet am Ende der beschriebenen Interglazialzeit durch rückschreitende Erosion von Westen her angeschnitten wurde. Nach der abermals einsetzenden Vereisung floß dieser neuen Entwässerungsrichtung entsprechend das Eis statt nach Süden nach Westen und verbreiterte und vertiefte die Täler des Gratangs-, wie des Lavangsfjords und vielleicht auch den Sagfjord. Da diese Fjorde vor Erreichung des Niveaus um 420—450 m nur ein ganz kleines Einzugsgebiet besessen haben konnten, ist wahrscheinlich, daß sie der Hauptsache nach überhaupt erst nachher gebildet wurden. Andererseits zeigen die Verhältnisse in dieser Gegend, daß es auch vor der Zeit des unteren Niveaus eine intensive Talbildung gegeben hat. Vor der angeführten Interglazialzeit durchflossen vielleicht auch durch längere Zeit einzelne Gletscherzungen diese Gegend, nachdem sich das Inlandeis von hier zu-

rückgezogen hatte. In dieser küstennahen Gegend Nordwestnorwegens ist für die Eiszeit ein öfterer Wechsel zwischen Inlandeis und einzelnen Zungengletschern nicht unmöglich.

Nach der durch das untere Niveau gekennzeichneten Interglazialzeit wurde der alte Talboden, besonders der zwischen Herjangs- und Gratangsfjord, weiter stark abgetragen. Nördlich von Snaufjeldene entwickelte sich nun eine Abdachungsrichtung zum Gratangsfjord. Dort sind in der Umgebung des Storvand und des Hestvand Rundhöcker vorhanden. Südlich davon wurde die alte Abdachungsrichtung gegen den Herjangsfjord beibehalten. Dieser Steilabfall zum Herjangsfjord hatte ohne Zweifel bereits aus der vorhergehenden Zeit eine Anlage als Hängetal, da beim Herjangsfjord größere Gletschermassen aus dem Osten herzuströmten. In Fjordbotneidet, wo die spätere Abtragung viel geringer war, da nach den Geländeverhältnissen der größte Teil der Eismasse zum Gratangs- und Lavangsfjord abfließen mußte und also hier hauptsächlich lokale Gletscherzungen flossen, bildete sich eine geringe Neigung zum Lavangsfjord heraus. Lavangseidet behielt die Abdachung nach Süden bei. Bei Bjerkvik ist ganz nahe am Meer eine aus spätglazialer oder schon postglazialer Zeit stammende Ablagerung aufgeschlossen, die sich auch nördlich von Bjerkvik ausbreitet, deren weitere Herkunft ich jedoch nicht verfolgen konnte. Bei einem noch etwas nördlicher gelegenen Aufschluß in einer Höhe von rund 50 m im Tal des Praestjordelven fand ich grobe Sande mit Kies gemischt, die Kreuzschichtung zeigten. Demnach dürfte es sich um eine Ablagerung von Schmelzwässern bei einem höheren Meeresstand als heute handeln.

Das Tal der Salangselva.

Im Salangselvatal gibt es mächtige Moränenablagerungen. Sie begleiten den Fluß auf eine große Erstreckung hin. Nördlich von Lund besteht die Moräne aus feinem Material, das aber mit größeren Blöcken vermischt ist. Sie zeigt keine Schichtung. Noch einige Kilometer weiter nördlich ist an derselben Straße, die durch das ganze Salangselvatal führt, ein Aufschluß, der zwischen Ablagerungen, die den Typus einer Moräne besitzen, Schichtenbänder aus braunem Kies hat. Es dürfte sich aber nicht um eine echte Flußablagerung handeln, sondern um eine lokale Umschwemmung, da weiter talabwärts nichts von einer Schichtung zu sehen ist.

Oberhalb von Forset (132 m) erweitert sich das Tal, das vorher enger war, zuerst auf der linken Talseite, dann auch auf der rechten. Dieser Hof steht auf einer etwa 20 m hohen Terrasse. Auf der rechten

Flußseite ist ebenfalls eine vorhanden, die eine Höhe von etwa 155 m besitzt. Forsetmoen ist eine ausgedehnte, bewaldete Ablagerungsfläche, die von der Salangs- und Liveltskarelva durchströmt wird. An der Straße sind keine Aufschlüsse vorhanden, auch dort nicht, wo die Liveltskarelva sie quert. Dieser Talboden ist größtenteils bewaldet oder trägt Wiesen.

Westlich von Lundamo hat die Fläche von Forsetmoen eine Fortsetzung auf der linken Talseite. Hier ist ebenfalls eine Terrasse vorhanden, die etwa 20 m über dem Fluß, also in einer absoluten Höhe von rund 100 m beginnt, dann gegen den seitlichen Talhang bis 160 m Höhe ansteigt.

Gegenüber den Tälern südlich des Ofotenfjords sind die Hänge des Salangselvatales reich bewaldet. Der Wald reicht an diesen bis 400 und 500 m Höhe hinauf. Die Hänge sind hier auch oft recht sanft. Die ganze Landschaft ist nicht so ausgeräumt und abgeschliffen. Dies deutet darauf hin, daß sich hier das Inlandeis früher zurückgezogen hat als südlich des Ofotenfjords. Die lange Moräne in dem Tal, die ich zwar nicht der ganzen Ausdehnung nach kennen lernte, kann ihrer Ausdehnung nach nur dem Inlandeis, das über Schweden lag, entstammen. Sie ist mindestens 20 km lang.

Vom Ende dieses Tales erwähnt J. H. L. Vogt zwei Endmoränen. Die eine liegt vor dem Nedrevand, die andere vor dem Oevrevand. Sie haben einen Abstand von 3 km voneinander.

Ablagerungen im Bardo- und Maalselvtal.

Bei Bardo befindet sich eine unverkennbare Schotterterrasse, die eine Meereshöhe von etwa 85 m hat. Bardo selbst liegt auf dieser großen Aufschüttungsfläche. Nördlich des Ortes fällt diese aufgeschüttete Masse gegen NE ab. Nördlich von Bardo ist diese Terrasse aufgeschlossen und zeigt kleine Steine und braunen Sand. Die Steine sind gut abgerollt. Die Schichtung ist manchmal verwischt, an anderen Stellen jedoch deutlich genug. Bei km 55 von Maalsness ist ein Aufschluß auf einer Terrasse, die die Straße benützt. Der Aufschluß hat eine Höhe von etwa 15 m über dem Fluß. Hier ist gut geschichteter brauner Sand zu finden.

In der Nähe der Mündung des Andalselven in den Maalselv, wo das Tal besonders breit ist, da sich hier die beiden großen Täler vereinigen, und wo die Schotter den weiten Talboden überdecken, ist ein Aufschluß, dessen Schichtung nicht durchgehends, sondern nur in größeren Abständen vorhanden ist. Zwischen den oberen und unteren Lagen ist sie unverkennbar. Die oberen Lagen haben eine dunklere Färbung. Abgelagert wurden Sand und gut abgerollte Steine mit einem Durchmesser bis zu 15 cm.

Bei der Straßenabzweigung nördlich von Moen, die nach Storsteines am Balsfjord führt, ist in einem Aufschluß schön geschichteter, grober brauner und feiner grauer Sand zu sehen. Dieser Aufschluß befindet sich also nur etwa 4 km vor Maalselven, in dessen Nähe der Maalselvfjord beginnt. Flußabwärts zeigt sich immer feineres Material.

Nach all dem hat es also hier im Bardo- und Maalselvtal die Ablagerung von fluviatilem Material nicht erst seit der Postglazialzeit, die in Nordwestskandinavien ohnehin erst vor relativ kurzer Zeit begonnen hat, gegeben. Die Schotter- und Sandablagerungen sind so mächtig, daß sie nicht bloß dem Postglazial zugeschrieben werden können.

Dies beweisen außerdem die in den Tälern vorhandenen Schotterterrassen, in die die heutigen Flüsse bereits wieder entsprechend eingeschnitten haben. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die beiden Flüsse in dem beschriebenen Talabschnitt keine Hochgebirgsflüsse mit starkem Gefälle sind. Insbesondere der Maalselv bewegt sich als breiter Strom ruhig dahin. Beide Flüsse haben die Möglichkeit zu mäandrieren. Ihre Tiefenerosion ist deshalb nicht so erheblich.

Im Maalselvtal konnte ich zwei Schotterterrassen beobachten. In die eine, die sich z. B. bei der Fähre Fredriksberg auf der Westseite befindet und hier gut ausgeprägt ist, hat der Fluß 3—4 m tief eingeschnitten. Sie könnte mit der in den Alpentälern vorkommenden Niederterrasse verglichen werden. Es ist aber nicht erlaubt, die beiden Zeitabschnitte ohne weiteres für synchron zu halten. Die höhere Terrasse, die sich bei Fredriksberg unmittelbar auf dem gegenüberliegenden Ufer ausbreitet, liegt etwa 20—25 m über dem Fluß.

Diese Terrassen sind flußabwärts immer wieder zu beobachten. Gegenüber von Moen bildet die höhere Terrasse eine gegen den Fluß vorspringende Biegung, weicht dann aber gleich wieder zurück. Es sind also beide Terrassen unmittelbar am Fluß nebeneinander zu sehen. Im Bardo- und Maalselvtal flossen also schon in spätglazialer Zeit mächtige Flüsse, die die Schmelzwässer des über Schweden liegenden Inlandeises zum Meer brachten. Auf eine Aufschüttungsperiode folgte eine Zeit der Tiefenerosion, die durch eine neuerliche Aufschüttung abgelöst wurde. In diese letzten Ablagerungen haben dann die Flüsse in postglazialer Zeit ihr heutiges Bett eingeschnitten. Es ist also kaum zu bezweifeln, daß zu einer Zeit, in der im Elvegardstal und im Salangselvtal noch große Gletscherzungen waren und ihre Moränen zurückließen, im Bardo- und Maalselvtal, soweit ich sie begehen konnte, die beiden Flüsse schon existierten. Diese Täler waren somit bereits

völlig eisfrei. Leider ließ sich nicht bestimmen, in welchem Abschnitt spätglazialer Zeit diese fluviatile Ablagerung begann.

Das unterste Maalselvtal mit einer geographischen Breite von über 69° ist mit außerordentlich üppiger Vegetation versehen. Größere Wälder hoher Birken durchziehen das Tal und bedecken auch die Terrassen. Die Besiedlung des Tales ist auch ungewöhnlich dicht. Die benachbarten, nur wenige 100 m hohen Rücken sind ebenfalls bis hinauf bewaldet. Das Tal hat genügend Verwitterungs- und Anschwemmungsmaterial, auf dem sich die Vegetation entwickeln konnte. Im Bardotal, wo auch höhere Berge das Tal unmittelbar umsäumen, fehlen jedoch die Anzeichen einer Trogschulter nicht. Die beiden Täler waren sicherlich auch durch einen großen Teil der Eiszeit vergletschert und vom Inlandeis überdeckt, sie wurden jedoch frühzeitig eisfrei.

Zusammenfassung über die Talbildung

Die vorhergehenden Ausführungen konnten zeigen, daß die beschriebenen Täler sehr wahrscheinlich präglazial angelegt sind. Die glaziale Übertiefung ist sehr beträchtlich. Die Bildung der glazialen Tröge verwischte auch größtenteils die Spuren früherer fluviatiler V-Formen. Es ist in einem Gebiet, das während einer Inlandeisbedeckung bis zu den höchsten Berggipfeln hinauf vom Eis überdeckt war, nicht möglich, daß V-Formen unverändert erhalten bleiben. Auch, wenn das fluviatile Tal nur eine geringe Tiefe erreicht, muß die Eisbewegung und die Schuttführung in dem Tal anders sein als auf den seitlichen Hochflächen.

In Zeiten, in denen eine größere Zahl von Bergspitzen das Eis überragte und zu einer Zeit, in der es Zungengletscher gab, war auch die Verwitterung tätig und lieferte neues Material für eine intensivere Bearbeitung des Untergrundes. Dies war also am Beginn der Eiszeit, wo auch Schutt aus präglazialer Zeit zur Verfügung stand, dann unmittelbar vor und nach einer Zwischeneiszeit und in spätglazialer Zeit der Fall.

Im unteren Salangstal, im unteren Bardo- und Maalselvtal kommt die Trogform infolge der Breite des Tales und der geringen Höhe der Berge viel weniger, teilweise gar nicht zum Ausdruck.

Hängetäler fehlen durchaus nicht, jedoch ist nicht jedes Seitental unbedingt ein Hängetal. Nach H. W. son Ahlmann[1] ist es in Norwegen nicht möglich, eine sichere Beziehung zwischen der Höhe der Verbindungsstufe eines Hängetales und dem glazialen Einzugsgebiet zu finden, da das ganze Inlandeis die Eisströme in den Tälern speiste.

[1] H. W. son Ahlmann, Geomorphological studies in Norway. Geografiska Annaler, Stockholm 1919.

In spätglazialer Zeit wurden die behandelten Täler von größeren Gletscherzungen, die dem Inlandeis entstammten und das Meer erreichten, durchströmt. Sie hinterließen die großen Moränen. Das Bardo- und das Maalselvtal wurden frühzeitig eisfrei. Die Schotterterrassen zeigen sogar eine Unterteilung der fluviatilen Ablagerungen.

Von Längs- und Quertälern kann im Untersuchungsgebiet nicht gesprochen werden, die Täler strahlen radial aus. In den Tälern sind häufig Talwasserscheiden vorhanden. Anderswo trennen niedrige Pässe, die in Einschnitten liegen, wie zwischen Salangs- und Bardotal, die beiden Täler. Die Zertalung ist in Nordnorwegen jedenfalls bedeutend stärker als in Südnorwegen. Es gibt keine so ausgedehnten Hochflächen wie dort. Die Abtragung ist hier weiter fortgeschritten. Vermutlich wurde das Gelände bereits in präglazialer Zeit intensiver zertalt.

Kare.

Da eine nähere Untersuchung einer größeren Anzahl von Karen, die von einander doch ziemlich weit entfernt und schwer zu erreichen sind, sehr viel Zeit beansprucht hätte, werde ich mich daher auf die Behandlung einiger Kare, die für die Einteilung der spätglazialen Zeit von Bedeutung sind, beschränken.

In einem vorhergehenden Abschnitt wurde auch das Tal der Kjaardaelva besprochen. Knapp vor Sörskjomen mündet die von Westen kommende Vesterskarelva ein, die aus einem mächtigen Karboden beim Vesterskaret herabfließt. Östlich von der Kjaardaelva liegt, wie oben erwähnt, eine mächtige Moräne, die eine Meereshöhe von 70—80 m erreicht. Die Mündung der Vesterskarelva erfolgt in zwei Armen. Dazwischen ist eine Moräne, in die der Bach 9—10 m tief eingeschnitten hat. In der Moräne sind zahlreiche Blöcke von 10, 15, 20 cm Durchmesser vermengt mit vielen kleinen, eckigen und kantigen Steinen und grobem Sand. Dieser Moränenrücken zieht sich zwischen den beiden Armen gegen Westen hinauf. Er ist ein Teil jener Moränenfläche, die sich SW von den Bauernhäusern von Sörskjomen befindet. Diese beginnt etwa in einer Höhe von 30 m über dem Meere und steigt mit geringer Neigung gegen Westen an. Diese Moräne wurde somit von einem Gletscher vom Vesterskaret heruntergetragen und kam nicht durch das Kjaardaelvatal. Sie ist auch jünger als die des Haupttales, da diese auf der Ostseite bereits durch den Fluß weggeräumt worden sein mußte, damit sich die Moräne bei der Mündung der Vesterskarelva ablagern konnte.

Der Anstieg zu dem Karboden, von dem die Vesterskarelva herabkommt, ist steil und der Bach fließt daher mit großer Geschwindigkeit talabwärts. Er hat jedoch sein Bett nur einige Meter tief eingeschnit-

ten. Zwischen Vesterskarelva und Sneskarelva, die sich am unteren Ende der Stufe vereinigen, ist daher auch nur ein unbedeutender Riedel vorhanden. Nördlich der Vesterskarelva liegen in einer Höhe von 250 m und höher hinauf große Blöcke, die von einem Bergsturz dieses Hanges herrühren müssen. Über 400—500 m Höhe ist ein allmählich ansteigender Karboden vorhanden, an dessen unterem Ende sich auch die Baumgrenze befindet. Spätere Vergletscherung hat in die Hänge des ausgedehnten Karhintergrundes noch kleinere Kare eingeschnitten.

In einer Meereshöhe von 730 m ist nun noch eine Endmoräne, die mit einem etwa 10 m hohen Abfall gegen den Bach endet, der von den dauernden Altschneeflächen am Vesterskaret herunterkommt. Nach der Lage dieser Moräne kam der betreffende Gletscher vom Vesterskaret herunter; möglicherweise gab es auch einen Zustrom von dem Kar bei C 1056 südlich vom Frostisen.

Es können hier also zwei Stadien lokaler Karvergletscherung in spätglazialer Zeit festgestellt werden. Sie konnten natürlich erst existieren, nachdem das Inlandeis diese Gegenden verlassen hatte. Auch der ältere dieser beiden Gletschervorstöße ist jünger als die Moränen der langen Gletscherzungen, die das Inlandeis durch das Kjaardatal oder das Skjomtal sandte. Der letzte Vorstoß, der die Moräne in 730 m schuf, muß in eine Zeit fallen, deren Klima nur wenig kälter und feuchter war als heute, da diese Moräne nur von einem ziemlich kleinen Gletscher herbeigebracht worden sein kann.

Der Berg Beisfjordtötta (1448 m) in der Nähe von Narvik hat auf der Ostseite ein großes Kar. Die südlichen Karhänge sind nicht besonders stark geneigt. Nur die nördlichen sind steil abfallend. Am unteren Ende des Karbodens senkt sich das Gelände in mäßiger Neigung.

Zahlreiche, auch sehr große Kare gibt es in der Umgebung des Storsteinsfjell. So besitzt der südlich des Nordelvatales gelegene Ippo čokka (1732 m) ein großes, gegen Osten gerichtetes Kar, das durch eine sehr steile Wand abgeschlossen ist und noch heute einen Kargletscher trägt. Der Karboden ist an seinem Ende recht flach. Auf ihn folgt abwärts ein ziemlich steiler Abfall. Ein großes Kar mit einem rezenten Gletscher ist ferner noch auf der Ostseite von Saelkačokka nw. vom Storsteinsfjell. Gerade diese Kare sind von schmalen Kämmen umgeben. Sie haben also einen durchaus jugendlichen Charakter. Es ist daher nicht möglich, daß das Inlandeis darübergegangen wäre, was der Fall sein müßte, wenn diese Kare am Anfang der Eiszeit entstanden wären. Diese Meinung wurde für die Kare der Lofoten von Fredrik Enquist vertreten. Er meint, daß die bedeutende Zahl heute eisfreier Nischen, die überall im Hochgebirge vorkommen, vor der Inlandeisvergletscher-

scherung zu einer Zeit, als die Schneegrenze schon bedeutend tiefer lag, entstanden sind. Andererseits bestreitet Enquist[1] jedoch nicht, daß vor dem Ende des arktischen Klimas bedeutende Teile des skandinavischen Hochgebirges lokal vergletschert gewesen sind. Er gesteht dies für die Inseln und die Küstenstrecke zu, während die inneren Landes- und Gebirgsteile noch vom Inlandeis bedeckt waren. Die Karbildung setzt Fredrik Enquist jedoch für die Zeit vor der großen Vereisung an. Auf dem Festland im Bereich des Ofotenfjords und nördlich davon können die Kare jedoch nur in spätglazialer Zeit entstanden sein, da die scharfen Formen der begleitenden Kämme sonst unerklärlich wären (Abb. 3).

Die Karbildung mußte naturgemäß bereits einsetzen, als in diesen Teilen des nordnorwegischen Gebirges das Inlandeis so sehr an Mächtigkeit verloren hatte, daß es nicht mehr die höchsten Gipfel überdeckte. Das Klima war natürlich damals noch ungünstiger als jetzt, wo doch auch Kargletscher vorhanden sind, und daher gab es damals eine ausgedehntere Lokalvergletscherung, die sich über der ständig an Mächtigkeit verlierenden Inlandeisdecke ausbreiten konnte. Die Inlandeismasse, aus der anfangs diese Bergspitzen mit Lokalvergletscherung und beginnender Karbildung heraussahen, löste sich schließlich in einzelne lange Gletscherströme auf. Die Karbildung dauerte, wie sich aus dem oben besprochenen Beispiel vom Vesterskaret ergibt, auch noch in dieser Zeit und wahrscheinlich darüber hinaus an. Die Karböden können daher nicht einen genauen Anhaltspunkt dafür geben, wie hoch zur Zeit der beginnenden Karbildung das Inlandeis hinaufgereicht hat, da die Vertiefung des Karbodens mit dem Rückgang des Inlandeises ständig fortschritt und schließlich erst das heutige Stadium brachte. Wohl aber läßt sich das herauslesen, daß das Inlandeis ehemals unbedingt höher hinaufreichte, als die heutigen Karböden angeben.

Nach Ahlmann wurden die Kare und rock-basins der Lokalgletscher in Nordland während der letzten Vereisung geformt. In einer Vereisung, die der letzten vorausging, wurde nach Ahlmann vorher ein größerer Teil der Tröge des Nordlandes ausgearbeitet.

Nördlich von Lavangen und Salangen dürfte die Karerosion besonders intensiv gewesen sein. Da hier am Meer das Eis in die tiefen Fjorde hineinfloß und sich daher über die Halbinseln gegen Ende der Eiszeit nicht ausbreiten konnte, mußte hier die Lokalvergletscherung verhältnismäßig früh beginnen.

[1] Fredrik Enquist, Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Stockholm 1918.

Der für Kare so charakteristische Gefällsbruch an der Karschwelle ist sowohl bei dem Kar bei der Vesterskarelva, als auch bei dem des Berges Ippočokka vorhanden. Dagegen ist diese bei dem großen Kar am Ostabhang von Saelkačokka, worin ein großer Gletscher liegt, der bis zum Helligsee reicht, nicht erkennbar. Die Länge und Breite ist bei diesen annähernd gleich. Die Halbkreisform des Kares an der Vesterskarelva ist schlecht erhalten.

Die Entstehung der Kare bietet der Erklärung manche Schwierigkeiten. Schon Eduard Richter[1] hat diesbezüglich Beobachtungen in Norwegen angestellt und sich mit dieser Frage befaßt. Meist wird nun eine mehr oder minder große fluviatile Vorbildung des Kares angenommen und dem späteren Kargletscher die endgültige Ausarbeitung zugeschrieben. C. Högbom[2] führten seine Untersuchungen in Spitzbergen zu der Ansicht, daß typische Kare eines erodierenden Gletschers zu ihrer Entstehung nicht unbedingt bedürfen, daß sie vielmehr auch durch Frostverwitterung und Schuttbewegung entstehen können. A. Aigner[3] hebt hervor, daß große Kare nicht von kleinen Firnflecken durch Wandrückwitterung entstanden sein können, sondern daß in diesem Fall schon eine fluviatil entstandene Talschlußform vorausgesetzt werden muß.

Es kommt bei der Erklärung der Karbildung vor allem darauf an, glaubhaft zu machen, daß die Abtragung im Kar schneller vor sich gehen mußte als auf dem benachbarten Hang. Wenn für die Karbildung eine fluviatile Vorarbeit und dann die Abtragungsarbeit durch einen lokalen, gerade hier vorhandenen Gletscher oder auch durch eine lokale intensivere Frostwirkung und Schuttbewegung angenommen wird, darf auf die Kleinklimauntersuchungen von Wilhelm Schmidt[4] im Dürrensteingebiet hingewiesen werden. Bei diesen ergab sich, daß in einem eng benachbarten Gebiet die Extreme und auch die mittleren Temperaturen außerordentlich verschieden sind. Die Station Gstettneralm, die eine

---

[1] Eduard Richter, Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzungsb. der Akad. d. W., math.-nat. Kl. Bd. CV, Wien 1896.

[2] C. Högbom, Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes in Spitzbergen. Bull of Geol. Instit. of Univ. of Upsala IX. 1908/09.

C. Högbom, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Wie oben XII, 1913/14.

[3] Andreas Aigner, Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie. Z. f. Geomorphologie, Leipzig 1930.

[4] Wilhelm Schmidt, Feinmessungen der Temperatur an den Lunzer Seen, Petermanns geogr. Mitteil. Gotha 1929.

Wilhelm Schmidt, Die tiefsten mittleren Temperaturen von Mitteleuropa. Naturwissenschaften. Berlin 1930.

Doline von nicht ganz 1 km Durchmesser ist und deren Umrahmung an der niedrigsten Stelle 50 m über den Boden emporreicht, hat ganz ungewöhnlich tiefe Temperaturen und ein richtiges sibirisches Klima. Die davon nur 1 km entfernte Beobachtungsstation „Nos" am Hang des Lechnergrabens hat dagegen ein ganz ausgeglichenes Klima und eine ausgesprochen wärmeliebende Flora. Diese Ergebnisse zeigen den raschen Wechsel des Klimas in nahe benachbarten Gebieten. Freie Hänge und eingesenkte Mulden können sich ganz wesentlich in ihren klimatischen Verhältnissen unterscheiden. Es kann demnach auch die große Wahrscheinlichkeit nicht bestritten werden, daß in fluviatil vorgearbeiteten Mulden und Talschlüssen bedeutend tiefere mittlere Jahrestemperaturen zur Zeit der Karbildung herrschten, als an den benachbarten freien Hängen. Dann wird es verständlich, daß diese Hänge vielleicht überhaupt keine Vergletscherung besaßen oder doch eine weitaus geringere, daß auch die Frostwirkung in den Karmulden viel intensiver arbeiten konnte. Kleinklimatische Untersuchungen in vergletscherten und unvergletscherten Karen und deren Nachbargebieten könnten darüber wohl noch weitere Klarheit bringen.

Die Fjorde.

Über Fjorde vermag ich nur einige kleine Mitteilungen zu machen, da sie nicht in den eigentlichen Untersuchungsbereich hereingezogen wurden.

Der Skjomenfjord (Abb. 8) verengt sich, wo er bei Skjaerviken zum Ofotenfjord ausmündet, ähnlich wie auch der benachbarte Beisfjord, Rombaksbotn, die innerste Abzweigung des Ofotenfjords, Rombaken und Gratangsbotn. Es mag dies damit zusammenhängen, daß die letzte Ausweitung und Vertiefung dieser Seitenfjorde durch Gletscherzungen geschah, die an der Mündung der Seitenfjorde endeten. Daß der Boden der Seitenfjorde an der Mündung, wo er besonders tief ist, durch einen untermeerischen Rücken von der tiefsten Rinne des Hauptfjordes abgeschnitten ist, scheint zu bestätigen, daß die Zungen, die die letzte Vertiefung der Seitenfjorde leisteten, nicht mehr in den Hauptfjord hinausreichten.

Nördlich von Oijord sind auf einer bis zu 3 km breiten Strandfläche zahlreiche Rundhöcker vorhanden, die eine größere Höhe (bis zu 145 m) erreichen. Diese Rundhöcker setzen sich noch bis in den Herjangsfjord fort. Ihre gewölbten Oberflächen sehen aus dem Wasser des Fjords je nach dem Gezeitenstand mehr oder weniger weit heraus. Eine ähnliche Beobachtung kann man im Skjomenfjord machen, wo auf einer vorspringenden Strandfläche Rundhöcker eine Höhe von 55 m erreichen.

Südlich von Rombaksbotn ist bei der Station Sildvik in einer Höhe von 250 m und etwas darunter eine Terrasse vorhanden. Im Skjomenfjord sind ebenfalls Anzeichen einer Unterbrechung der Hangneigung in dieser Höhenlage zu beobachten. Sie sind jedoch nirgends sehr deutlich. Dafür sind aber, wie schon früher erwähnt wurde, in Lavangen von der Südseite des Fjordes breite Flächen in einer Höhe um 250 m zu verzeichnen. Ähnliche Verhältnisse sind im Sagfjorden anzutreffen, wo aber diese Terrassen und Flächen bereits etwas niedriger sind, nämlich südlich Nervatnet nur eine Höhe um 200 m haben. Auf der Nordseite des Sagfjord sind ebensolche Terrassen, bei denen der untere Rand besser feststellbar ist als der obere, in einer Höhe um 200 und 180 m vorhanden.

Auch auf der Ostseite des Balsfjords scheint gegenüber von Tennes eine Fläche in vielleicht 150 m Höhe vorhanden zu sein. Diese Angabe beruht jedoch nur auf einer Beobachtung vom Westufer aus. Die Amtskarte gibt dafür keine Anhaltspunkte.

Weitere Folgerungen sollen aus diesen wenigen Beobachtungen nicht gezogen werden.

Gletscherkundliche Beobachtungen.

Gletscherkundliche Beobachtungen in größerem Ausmaß konnten infolge der langen Schneebedeckung in manchen Teilen Nordnorwegens nicht durchgeführt werden. Auf dem Frostisen, einem Plateaugletscher westlich des Skjomenfjords, waren derartige Untersuchungen unmöglich, da die winterliche Schneedecke zu Mitte Juli noch nicht weggeschmolzen war und selbst der einige hundert Meter tiefer gelegene Kjelvatn (811 m) noch eine einzige Eisdecke trug.

Dagegen war zu Ende Juli 1932 der südlichste Gletscher des Storsteinsfjell, der, vom Hauptgipfel kommend, östlich von Mačalačokka vorbeifließt, bereits hoch hinauf, das ist etwa bis zu einer Höhe von fast 1200 m, schneefrei. Dieser breite Gletscher ist kein Plateaugletscher, sondern von alpinem Typus. Einen Talgletscher vermag er jedoch nicht zu bilden. Er endet in einer Höhe von 930 m. Dieser Gletscher ist gerade im Rückgang begriffen, seine Ende läuft flach aus.

Er wird im Bogen von zwei Moränenwällen umgeben (Abb. 2). Der äußere Moränenwall ist von dem Gletscherende etwa 120 m entfernt. Die Moräne ist durchschnittlich 10 m hoch, türmt sich aber an einigen Stellen bedeutend höher auf. Sie besteht aus großen eckigen Blöcken. In ihrem östlichen Teil ist diese Moräne von dem mächtigen Schmelzbach durchbrochen.

Unmittelbar westlich von diesem bogenförmig endenden Gletscher fand der Verfasser zwischen zwei Moränenhügeln Schneekegel, die auch

„Termitenhügel" genannt werden, auf eine Erstreckung von 200 m, die auf einer bis zu 10 m breiten Fläche nebeneinanderstanden. Ihre Höhe betrug 1—1,5 m. Der Schnee dieser „Termitenhügel" war mit einer 5 bis 10 cm dicken Sandschichte bedeckt. Diese Schneekegel standen in der tiefsten Rinne zwischen den zwei Moränenhügeln. Sie sind daher durch die Sandablagerungen eines Schmelzbaches entstanden, der die schützende Sandschichte über den Schnee ausbreitete.

Die innere Moräne, die von geringerem Ausmaß ist als die äußere, liegt teilweise auf dem Gletscherrand, insbesondere auf dem östlichen Rand des Gletschers. Diese Moränen zeigen, daß der Gletscher wahrscheinlich erst vor einigen Jahrzehnten nach einem nicht besonders bedeutenden Vorstoß den Rückzug angetreten hat. Der Rückzug ging schnell vor sich, da der äußere und der innere Moränenwall deutlich von einander getrennt sind. Nach einem kurzen Stillstand, dem die innere Moräne entspricht, scheint sich nun der Gletscher noch neuerdings weiter zurückzuziehen.

Der Gletscher hat im untersten Teil eine Neigung von 10° (Abb. 4). An seinem Ende verbreitert sich der Gletscher und dementsprechend hat er hier durchwegs Längs- und Querspalten. Südwestlich von Mačalačokka am Westende des Gletschers ist er steil abfallend und sehr zerrissen. Auch hier sind es Längsspalten, die einen richtigen Eisbruch bilden. Über diesem ist näher dem vorhin genannten Berg ein zweiter Eisbruch. Erst ober den letzten Eisbrüchen kommen bei den Felsen unterhalb Mačalačokka einige kleine Querspalten vor.

In dem oberen Eisbruch beobachtete ich in einer Entfernung von etwa 300 m vom Gletscherende ein Einfallen der Struktur nach einwärts mit etwa 20°. Eine andere Beobachtung ebenfalls in diesem oberen Eisbruch ergab nur eine Neigung von etwa 10°. An einer anderen Stelle beobachtete ich in einer Entfernung von etwa 200 m vom südlichen und etwa 50 m vom Westrand des bogenförmig endenden Gletschers, daß die Neigung der Struktur zur Oberfläche des Gletschers etwa 20° betrug. Die Gletscheroberfläche selbst hatte eine Neigung von etwa 12°.

Verwerfungslinien durchziehn den aperen Gletscher in großer Zahl. Es sind außer vielen, die zur Strömungsrichtung einen spitzen Winkel haben, auch solche dabei, die dazu quer verlaufen.

Der Verfasser brachte auf einem großen Felsblock auf der äußeren Moränenumwallung dieses Gletschers eine Marke an. Der Durchbruch des Gletscherbaches durch diese Moränenumwallung liegt von der Marke bei E 13° S. Nach der barometrischen Höhenmessung hat die Marke eine Meereshöhe von etwa 940 m. Die Messung erfolgte am 23. VII. 1932. Die Entfernung des Gletscherrandes von der Marke wurde an diesem

Tage mit dem Meßband zu 122·75 m bestimmt. Die Strecke wurde in der Richtung N 2·2° E eingemessen. Dabei wurde eine westliche Deklination von 2° in Anrechnung gebracht. Auf dieser Strecke wurde ein kleiner Steinmann errichtet und mit einer Marke versehen, deren Abstand vom Gletscherrand 39·25 m betrug. Im Gebiet des Storsteinsfjell war bisher noch keinerlei Gletschermarke angebracht worden. Überhaupt sind Markenmessungen auf den Gletschern Nordnorwegens nur ganz selten durchgeführt worden. Bekannt ist, daß A. Hoel[1] die Bewegung von Zungen des Frostisen von 1912 auf 1913 gemessen hat.

Blaaisen bei Sildvik ober Rombaksbotn.

Es handelt sich in der Hauptsache um zwei breite Gletscher, die voneinander getrennt sind. Der eine ist unmittelbar nach N gerichtet, der andere strömt nach NE. Dieser liegt in einem großen Kar, jener wird im Süden von steilen Felswänden abgeschlossen (Abb. 5). Nur im westlichen und östlichen Teil gelangt Eis von dem über den Felswänden befindlichen Rücken (1485 m) herüber. Dieser höchste Rücken, der nach N wohl infolge einer Verwerfung so steil abfällt, ist nur ganz oben von einem schmalen Firnstreifen bedeckt, der im Sommer 1932 nicht einmal die Breite erreichte, die auf Topografisk Kart over Norge, Blatt Narvik, eingezeichnet ist. Der Südhang ist schneefrei. Offenbar wird der Schnee über den Rücken nach Norden hinübergeweht. Der Gletscher am Nordfuß kann nur auf diese Weise ernährt werden, da er selbst unterhalb der Felswand fast gar kein Nährgebiet besitzt. Besonders der östliche Teil dieses Gletschers, dessen Breite die Länge übertrifft, ist sehr flach und aperes Eis konnte hier bis nahe an die Felswand beobachtet werden. Im Hochsommer bilden sich daher bei warmem Wetter auf seinen aperen Flächen Eissümpfe. An einigen Stellen tritt auf dem östlichen Teil des nördlichen Blaaisengletschers in kurzer Entfernung von der Felswand mitten im Eis Moränenschutt zutage. Diese Moränenrücken sind selbst nur ganz kurz. Der Bergschrund ist hier gut sichtbar. Die geringe Neigung dieses Gletscherabschnittes, die 2—3° beträgt, bringt auch die fast völlige Spaltenlosigkeit mit sich. Auf dem westlichen Abschnitt dieses Gletschers lag zu Ende Juli 1932 noch Schnee. Hier mag auch das Firngebiet eher das richtige Verhältnis zum Abschmelzgebiet haben. Nicht so ist es jedoch im östlichen Teil, wo das Abschmelzgebiet ganz offensichtlich das Nährgebiet übertrifft. Die Ernährung erfolgt, wie schon erwähnt wurde, durch von Süden über den

[1] M. P. A. Øyen, Les Variations periodiques des Glaciers. Norvege. Zeit. f. Gletscherkunde, Bd. IX. Leipzig 1915.

Rücken herübergewehten Schnee, zum Teil auch durch eine Gletscherzunge, die am Ostrand des Gletschers von dem Gipfelrücken steil herunterfließt. In ihr treten natürlich auch mächtige Querspalten auf. Diese Zunge kann jedoch auch nur den östlichsten Teil des nördlichen Blaaisen ernähren, da das Eis der topographischen Lage nach nur diesem zuströmen kann.

Die eben genannte steile Gletscherzunge zeigte, wo sie von Spalten durchsetzt ist, eine größere Fläche aperen Eises, während sie sonst von Schnee bedeckt war. Das Eis fließt vom Gipfelrücken in einem Einschnitt in der Felswand herunter. Die Struktur bildet einen nach unten konvexen Boden. Gegen den Felsrand stellt sich die Struktur steil in die Fließrichtung, biegt aber gegen die Mitte der Zunge quer herüber. Auf dem Schnee des nach NE strömenden Blaaisengletschers war eine Streifung zu bemerken, die größtenteils in der Fallrichtung auf der nördlichen Fläche des Gletschers jedoch eher quer dazu verlief. Die Streifen hatten aber hier wie auch die anderen etwa NE-Richtung. Teilweise liefen diese Streifen netzartig zusammen.

Der Westrand des nach N strömenden Blaaisengletschers hat eine Moränenumsäumung aus großen und kleinen Blöcken. Die Entfernung des näheren Walles beträgt höchstens 50—70 m, ein zweiter, tiefer gelegener, ist etwa 100—150 m von jenem entfernt. Verstreutes Blockwerk liegt hier bis zum Eissee hinunter. Der östliche Teil dieses Gletschers wird nur von einem Moränenwall umsäumt, der sich in geringer Entfernung vom Gletscher befindet. Gerade das Ende des Gletschers war mit Schnee bedeckt, der bis zur Moräne reichte, so daß die genaue Entfernung der Moräne vom Gletscherende nicht feststellbar war.

Die Schneegrenze. Die klimatische Schneegrenze liegt in diesem Gebiet ziemlich hoch. Der dem Blaaisen benachbarte Sildviktind besitzt auf seiner 1360 m erreichenden Gipfelhochfläche keine Vergletscherung, nur an den Hängen finden sich in geschützter Lage kleine dauernde Schneeflächen. Die Hänge dieses Berges sind aber durchwegs so steil, daß von oben herabgewehter Schnee sich nirgends dauernd halten kann. Es sind hier deshalb die Bedingungen für eine Vergletscherung recht ungünstig. Ein etwas weiter östlich gelegener Berg Daskorieppe (1384 m und 1390 m) hat, wie auch eine Reihe sich nach Süden zu anschließender Berge, die bis 1449 m reichen, auf seinem E- und SE-Abhang eine starke Vergletscherung. Auch nördlich des Ofotenfjords sind vor allem die gegen E geneigten Hochflächen und Kare und die E-Flanken der Bergkämme vergletschert. So ist es auf dem Naevertind (1424 m), Istind (1463 m) Snetind, Nonstind (1243 m) und Dudalstind (1270 m). Dies läßt vermuten, daß durch Westwinde der Schnee von der Westseite der

Hochflächen und Berge weggetragen und auf der Ostseite angehäuft wird. Nicht allein die Entfernung von der Westküste scheint die Schneegrenze hinaufzurücken, diese dürfte vielmehr in ihrer Höhe auch von der örtlichen Lage der betreffenden Hochfläche stark abhängen, wie das unvergletscherte Rauberget (1165 m) und das weiter östlich gelegene, vergletscherte Bukkefjell (1146 m) zeigt. Natmaalstuva (1040 m) auf dem Storfjeldet, nördlich des Herjangsfjords, hat auch eine geringe Schneebedeckung. Am Trosen, einem Berg, der noch weiter im Norden gelegen ist, einen einzelnen Gipfel mit 1221 m und eine langgezogene Hochfläche mit 1096 m besitzt, ist der Nordosthang vergletschert und hat zum Teil sein Firngebiet noch etwas unter 1000 m. Hier und auf Natmaalstuva erreicht die Schneegrenze in dem Gebiet nördlich und südlich des Ofotenfjords mit 1000 m und etwas darunter ihre tiefste Lage, wobei allerdings besonders bei Trosen berücksichtigt werden muß, daß die Lage des betreffenden Hanges die Vergletscherung im Zusammenhang mit vorherrschenden Winden sehr begünstigen dürfte. Es gibt nämlich zwischen Gratangen und Lavangen Berge wie Storfjell (1266 m) und Tverfjell (1190 m), die ganz unvergletschert sind.

Südlich des Ofotenfjords ist Beisfjordtötta (1448 m) nur schwach vergletschert. Die westliche Hochfläche von Saelkačokka (1285 m) ist unvergletschert. Am Ostabhang liegt in einem großen Kar ein Gletscher, der bis zum Helligsee (949 m) vorstößt. Das südlich des Losivatn gelegene Losifjell (1213 m) ist ebenfalls unvergletschert, wie auch Tverfjell (1064 m), eine breite Hochfläche mit geringer Neigung, und Čainhavarre (1383 m) südlich des Storsteinsfjell. Mereftasfjell (1448 m) ist dagegen reichlich vergletschert. Höher gelegene Gebiete wie Coarvvevarre (1553 m) an der schwedischen Grenze oder das Gebiet des Storsteinsfjell, das im höchsten Punkt sogar 1901 m erreicht, sind natürlich mit einer ausgedehnten Eismasse bedeckt. Der höchste Punkt des weiter westwärts in einer sehr niederschlagsreichen Gegend gelegenen Frostisen erreicht wohl 1744 m, der größte Teil des flachen Firngebietes dieses Plateaugletschers ist jedoch nur 1250 m hoch. Von ihm endet eine Gletscherzunge auf der Westseite im Isvatn in bloß 715 m Meereshöhe. Gegen den Tysfjord scheint infolge reichlicheren Niederschlags die Schneegrenze rasch zu sinken. Giccečokka (1352 m) hat bereits einen ausgedehnten, fast kreisförmigen Hochflächengletscher von etwa 7 km Durchmesser.

Es kann nach dem Vorhergehenden gesagt werden, daß die klimatische Schneegrenze, die sich auf eine ebene Fläche bezieht, im Gebiet um den Ofotenfjord etwa um 1300 m liegt, daß sie jedoch gegen den Tysfjord auf etwa 1200 m absinkt. Lokal wird jedoch die Schneegrenze

durch die morphologischen und die wechselnden klimatischen Verhältnisse unter die genannten Höhen heruntergedrückt, seltener darüber emporgehoben.

Weiter oben wurde davon berichtet, daß vor dem Ende des Blaaisen und des Gletschers am Storsteinsfjell Moränenwälle sich befinden. Nach Hoel lag 1906 die äußerste Endmoräne 142 m vom Rand des Södra Meraftesfjeldgletschers beim Skjomenfjord entfernt. Beim Melkefjeld wurde nach Enquist die äußerste Endmoräne 23 m unter dem Gletschersaum gefunden mit einem größten Abstand von 210 m. Vom Gletscherrand am Lilletind war der äußerste Moränenwall 185 m entfernt. Der Abstand der Marke auf der äußeren Moräne vom Rand des beschriebenen Gletschers am Storsteinsfjell wurde oben mit 122·75 m angegeben. Daraus ergibt sich, daß diese nordnorwegischen Gletscher vor einigen Jahrzehnten eine allerdings nicht bedeutend größere Ausdehnung hatten als heute. Da andere Moränen, die dem Postglazial angehören könnten, fehlen, dürften diese Moränen die größte Ausdehnung der Gletscher in postglazialer Zeit anzeigen. Nach Enquist hatten die Gletscher Nordwestskandinaviens zu Anfang des 19. Jahrhunderts ihre größte Ausdehnung. Zu demselben Schluß kommt R. Marstrander[1] für die Gletscher des Svartisen.

Die Ausbreitung des Inlandeises und die Formgestaltung während der Eiszeit.

Die Formgestaltung während der Eiszeit geschah in Nordnorwegen nicht vollständig gleichmäßig, da sich genügend lokale Unterschiede nachweisen lassen und die Verteilung des Eises während der einzelnen Abschnitte der Eiszeit entsprechend wechselte. Die Erosionswirkung des Inlandeises, das alle Berggipfel oder wenigstens fast alle überdeckte, war anders als die der Zungengletscher, die es am Beginn und am Ende jeder Glazialzeit gab. Naturgemäß sind die Wirkungen und Ablagerungen der Zungengletscher der letzten Vereisung am besten erhalten. Vielfach werden die Erosionsleistungen dieser letzten Gletscherzungen hoch eingeschätzt und ihnen eine bedeutende Talvertiefung zugeschrieben. So erklärt O. Sjögren[2], daß das Becken des Sildviksvatn, der südlich vom Rombaksbotn liegt, durch einen lokalen Gletscher entstanden sei.

---

[1] R. Marstrander, Svartisen. Strøgets morfologi og braeerne. Arch. for Math. og Naturvidenskab. Kristiania 1910.

[2] O. Sjögren, Geografiska och glazialgeologiska studier vid Torneträsk. Sver. Geol. Unders. Årsbok 3, Stockholm 1909.

Ob das Inlandeis zur Zeit seiner größten Mächtigkeit in Nordnorwegen alle Bergspitzen überdeckt hat, ist nicht völlig geklärt, jedenfalls sind Anzeichen vorhanden, die dagegen sprechen. So erwähnt Fredrik Enquist[1] vom Gipfel des Rivtind (1458 m) eine turmartige Felsbildung, die er durch Frostverwitterung entstanden erklärt und als Beweis dafür ansieht, daß dieser Gipfel als Nunatakk aus dem Inlandeis herausragte. Auf der Halbinsel Lyngen und südlich des Balsfjord sind Bergformen vorhanden, die es wahrscheinlich erscheinen lassen, daß diese Gegenden vom Inlandeis nicht überschoben wurden. Schon H. Reusch[2] schreibt, daß es auf den Lofoten und auf Lyngen niedrigere Bergspitzen gibt, die nicht vom Inlandeis überdeckt wurden. Sie seien höchstens in sehr früher Zeit von einem Gletschermeer umgeben gewesen, das sie selbst überragten. Auf der Insel Silden beobachtete der Verfasser so scharfe Grate, die nur durch Denudation entstanden sein können (Abb. 6). Das Eis kann hier vielleicht in den benachbarten Fjorden vorbeigeflossen sein, kann aber wenigstens in den letzten Vereisungszeiten die Höhe, die durch den heutigen Meeresspiegel gegeben ist, nicht erreicht haben. Es ist auch bei der Beurteilung der Formen der Lyngenhalbinsel zu beachten, daß hier tiefeingeschnittene Fjorde existieren, die ehemals das vom Festland kommende Eis aufnahmen. Diese wirkten also für die eingeschlossene Halbinsel als Schutz gegen die Inlandvergletscherung. Das Eis scheint hier kaum jemals so mächtig gewesen zu sein, daß es auch die zwischen Bals- und Lyngenfjord gelegene Halbinsel Lyngen überdecken konnte. Natürlich fehlte der Halbinsel eine starke Lokalvergletscherung nicht. Von der Gegend um den Ofotenfjord teilte Fredrik Enquist mit, daß die flachen Gipfel des Melkefjeldet (1390 m) und des Snetind (1387 m) den gewöhnlichen Inlandeistypus haben und vom Inlandeis überschoben wurden, da der Sildviktind (1357 m) auf seinem Gipfel gut erhaltene Schrammen zeigt. Nach ihm erreicht also das Inlandeis in der Gegend des Ofotenfjords eine Mächtigkeit von 1400 m. Nach H. W. son Ahlmann war die obere Grenze des Inlandeises für den inneren Teil des Ofotenfjords bei 1000—1200 m. Er leitet diese ab von der Höhe, über der sich alpine Formen finden und von der Höhe einiger Felsspitzen, die er für echte Nunatakkr hält wie Rombakstötta (1243 m) und den Gipfel von Kongsbaktinderne. Eine solche Mächtigkeit kann das Inlandeis in der Gegend der Halbinsel Lyngen nicht besessen haben (Abb. 7), wo der Pigtind als steile Pyramide mit scharfem Kamm herausragt und wo sich auch in der Umgebung des Jaeggevarre Zacken, sägeförmige

[1] Siehe a. O.

[2] H. Reusch, Norges geologi. Norg. Geol. Unders. No. 50 Kristiania 1910.

Gipfelformen erheben. Ebenso hat Rassavaračokka einen langen Kamm, der eine längere Denudationsarbeit erforderte. Schon weiter oben wurde darauf hingewiesen, daß das untere Maalselv- und Bardotal weitaus früher eisfrei wurde als die Täler um den Ofotenfjord. Auch dies zeigt, daß hier die Mächtigkeit des Inlandeises nicht so beträchtlich war, und nach der vorgeschobenen Lage ist es auch nicht anders zu erwarten.

Bekanntlich hatte die skandinavische Inlandeismasse ihre größte Mächtigkeit durchaus nicht überall über dem Hauptkamm des Gebirges, sondern weiter im Osten, da doch am Ende der Eiszeit die Eisstauseen zwischen dem Gebirge und der Eisscheide entstanden. Der größte Teil des Nährgebietes für das Inlandeis befand sich daher im schwedischen Gebiet, und da das Gebirge für diese Eismassen wie ein Damm wirken mußte, konnte auf die West- und Nordwestseite des Gebirges das Eis nicht im gleichen Ausmaß abfließen wie nach Osten und Südosten. Aus diesem Grund kann also die Küstenlandschaft NW-Norwegens das Eis nur in geringerem Ausmaß erhalten haben.

Ob hier im NW. die Eisscheide auch immer östlich des Gebirges lag, ist allerdings nicht sicher, da in den äußersten Teilen des Amtes Tromsö erratische Blöcke aus Gesteinen, die östlich des Gebirges herstammen, gefunden wurden. Nach V. Tanner und G. de Geer zeigt dies, daß die Eisscheide in diesen Gegenden während der größten Ausbreitung des Eises über dem Hochgebirge lag. Wenn sich die Eisscheide hier über dem Gebirge befand, war das Nährgebiet nicht so groß wie dort, wo die Eisscheide östlich des Gebirges lag, wie sich auch aus dem Folgenden ergibt. In diesem Fall ist also auch ein schnelleres Abschmelzen zu erwarten, weil die vorhandene Eismasse überhaupt nicht so ausgedehnt und mächtig gewesen sein kann.

Am Beginn der skandinavischen Eiszeit rückte die Schneegrenze herunter, das Nährgebiet im Gebirge vergrößerte sich. Die Niederschlagsmenge mußte den Abschmelzbetrag so sehr übertreffen, daß die klimatische Schneegrenze sich dauernd nach abwärts verschob. Es nahm auch die Mächtigkeit des Eises im Nährgebiet ständig zu. Da nun gegen Osten das Gefälle weitaus geringer ist als gegen Westen zum Meer, floß das Inlandeis in dieser Richtung nicht so schnell ab wie gegen Westen und erreichte langsamer die Abschmelzzone. Das langsamere Abfließen des Eises nach Osten brachte eine schnellere Zunahme der Eisdicke auf der Ostseite des Gebirges mit sich. Im Westen nahm die Mächtigkeit des Gletschers viel langsamer zu als im Osten, wo die Gletscher träger waren, da sie zu tieferen Lagen einen weiteren Weg zurückzulegen hatten. Dieser Gefällsunterschied bewirkte es, daß trotz der größeren Niederschlagsmenge im Westen das Eis im östlichen Teil des Gebirges beträchtlicher

an Mächtigkeit zunahm als im Westen. Im weiteren Verlauf dieses Vorganges mußte sich ein immer größerer Unterschied in der Eisdicke zwischen der norwegischen und der schwedischen Seite herausbilden.

Es entstand nun im Verlauf der Eiszeit neben und über dem skandinavischen Hochgebirge ein damit verwachsenes Eisgebirge, das seine höchste Erhebung zu einem großen Teil nicht über dem Hochgebirge hatte, sondern östlich davon. Dieses Eisgebirge, dessen höchste Erhebung die Eisscheide war und das das Hochgebirge an Höhe übertraf, konnte nur dadurch entstehen, daß es ein Hochgebirge gab, das genügend weit über die Schneegrenze hinausreichte, daß dieses Hochgebirge im Westen gegen eine ausgedehnte Festlandsmasse mit geringer Neigung abfiel und daß schließlich dieses Gebirge den raschen Abfluß des hauptsächlich im Osten liegenden Eises zum Meer verhinderte. Diese große Inlandeismasse hatte nun ein Nährgebiet von einer Größe erlangt, wie es innerhalb des Hochgebirges allein nie zur Verfügung gestanden wäre. Erst durch den Aufbau dieses großen, geschlossenen Eisgebirges über den Hochflächen und Tälern des Hochgebirges und darüber nach Osten hinaus war jenes riesige Nährgebiet gegeben, das das Material für die große Inlandeisvergletscherung Nordeuropas liefern konnte. Nur die Entstehung eines Eisgebirges, das höher und bedeutend breiter war als das skandinavische Hochgebirge, ermöglichte die Bildung einer so ausgedehnten Vergletscherung, wie sie in Nordeuropa herrschte. Das Hochgebirge könnte unmittelbar ohne das Eisgebirge nicht die Gletschermassen der Inlandeisdecke ernähren.

Daraus geht hervor, daß zur Bildung einer Inlandeisvergletscherung ein Gebirge oder eine Hochfläche vorhanden sein muß, die schon am Beginn einer Vereisungsperiode genügend weit über die Schneegrenze emporragten und der Ausgangspunkt für die Inlandeisbildung sein konnten. Im Tiefland konnte sich ohne ein benachbartes Hochgebirge auch in der Eiszeit keine Inlandeisdecke bilden, wie z. B. Nordasien zeigt. Nordamerika, das das erforderliche Gebirge besitzt, hatte dagegen, ähnlich wie Nordeuropa, seine Inlandvergletscherung. Die Inseln des Nordpolargebietes, die keine größeren Höhen besitzen, sind bekanntlich in der Gegenwart ohne Inlandeisbedeckung.

Durch die Entstehung der Eisscheide gewann das Nährgebiet nicht bloß an Flächenausdehnung, sondern auch an Höhe. Sie reichte in Höhen hinauf, welche die des Hochgebirges erheblich übertrafen. Das mußte, sobald wieder günstigere klimatische Bedingungen eintraten, die Abschmelzung der Inlandeismasse verzögern, da sich das Eis durch die Er-

höhung seiner Oberfläche in Höhen erhoben hatte, die noch immer über der Schneegrenze liegen mußten. Die Höhe und Ausdehnung des Nährgebietes der nordeuropäischen eiszeitlichen Vergletscherung verlieh ihr auch eine große Beständigkeit, sie vermochte daher auch nennenswertere Klimaschwankungen ohne wesentliche Einbuße zu überdauern.

Am Ende der Eiszeit, als sich das Inlandeis zurückzog, begann die Zeit der Lokalvergletscherung, die die alpinen Formen in einigen Gebieten schuf, wovon schon früher geschrieben wurde. Solche alpine Formen gibt es nach Fr. Machatschek[1] auch im südnorwegischen Hochgebirge, z. B. im Romstal. Dort sind sie auf Berge über 1400 m beschränkt. Die niedrigeren Berge am Fjord haben dort die rundlichen Formen mit deutlich erkennbarer Schulter. In Nordnorwegen zog sich das Inlandeis allmählich zurück. Zurückblieben nur die Kargletscher, die es schon gab, als in den Tälern noch die Zungen vom Inlandeis strömten. Eiskuchen vom Inlandeis konnten jedoch hier nicht zurückbleiben, wie dies in Schweden und in Finnisch-Lappland der Fall war, wo Gustav Braun[2] einen am Enaresee annimmt.

Nur solange das Inlandeis eine große Mächtigkeit von wenigstens 500 m besaß, konnte es die großen Höhenunterschiede im Gelände des nordnorwegischen Gebirges in der Umgebung des Ofotenfjords überwinden. Sobald die Mächtigkeit des Eises unter diese Grenze sank, mußte die Eismasse in einzelne Ströme zerfallen, die dann in den großen Trogtälern dahinflossen und sie noch wesentlich vertieften. Da diese Trogtäler am Ende der Eiszeit erheblich tiefer waren als etwa um die Zeit einer Zwischeneiszeit, war zu jener Zeit auch eine größere Mächtigkeit der Inlandeisdecke nötig, um diese geschlossen zu erhalten. Tiefe Täler hemmen in diesen Gebirgen die Bildung einer Inlandeisdecke. Gebirge mit wenigen seichten Tälern sind dagegen der Inlandsvereisung günstig. Diese hängt somit nicht nur von klimatischen Bedingungen ab, sondern auch von den morphologischen Verhältnissen.

Das Eis dürfte nach früheren Ausführungen im Gebiet des Ofotenfjords später aus den Trogtälern verschwunden sein, als im unteren Bardo- und Maalselvtal. Dennoch ist die postglaziale Erosion trotz der verhältnismäßig kurzen Zeit ziemlich beträchtlich. Diesbezüglich wurde schon früher die Erosionsschlucht der Sörelva besprochen. Der Bach Urelva stürzt bei Sörskjomen zum Fjord herab und hat sich hier in der Wand bereits eine ansehnliche Schlucht gegraben. Fluviatile Ablagerun-

[1] Siehe a. O.

[2] Gustav Braun, Einige Beobachtungen zur Morphologie von Finnmarken und Lappland. Die Naturwissenschaften. Berlin 1925.

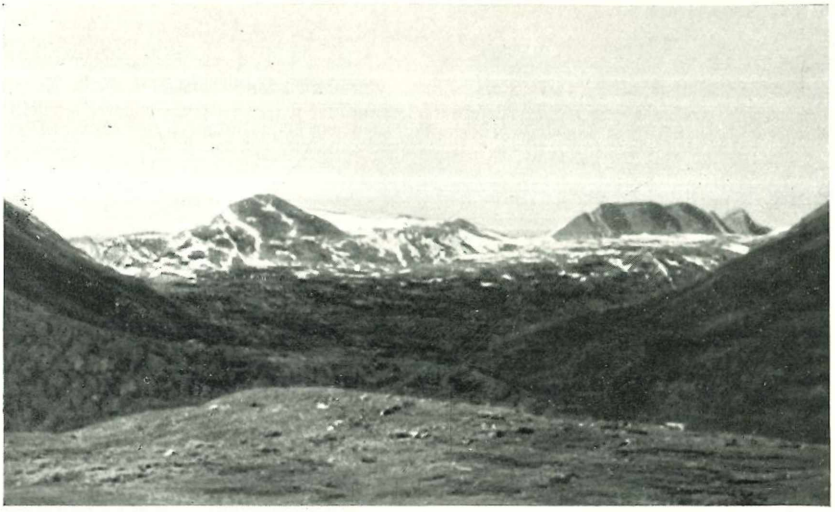

Abb. 1. Landschaft östlich des Lapvik- und Rundtind. Die breite Fläche gehört dem unteren Niveau an. Das obere ist besonders südlich des Rundtind vertreten, das Gipfelniveau durch den Kamm des Lapviktind und durch die Gipfelfläche des Rundtind.

Abb. 2. Storsteinsfjell. Durchbruch eines Schmelzbaches durch die ältere postglaziale Moräne. Im Hintergrund gleichsohlige Einmündung des Kalikselvatales in das Nordtal.

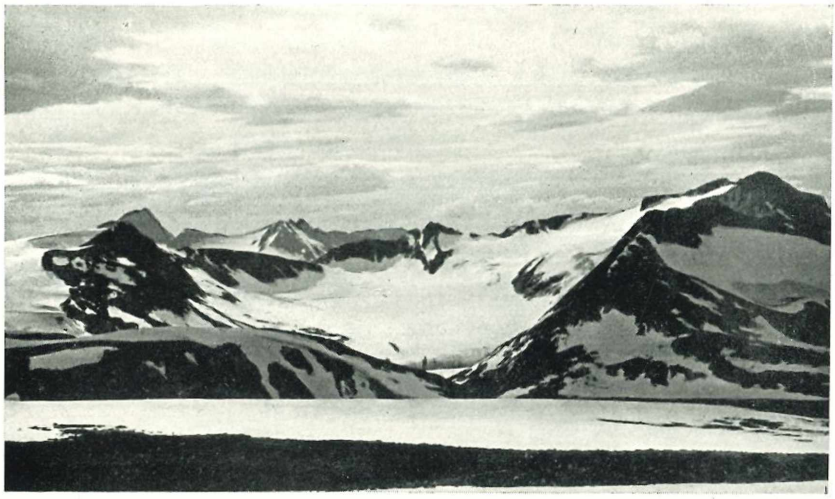

Abb. 3. Spätglazial entstandene Kammformen südlich des Helligsees.

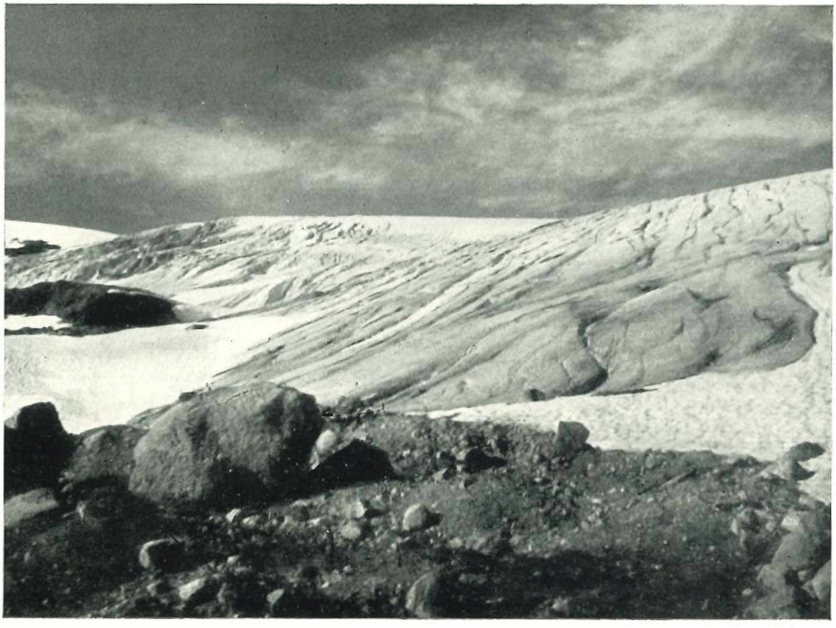

Abb. 4. Ende des südöstlichsten Gletschers des Storsteinsfjell.

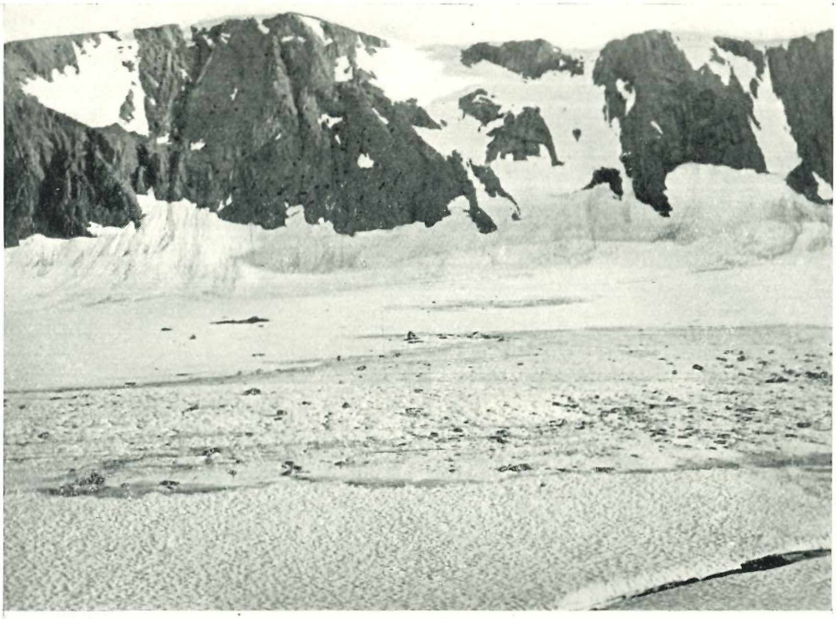

Abb. 5. Mittlerer Teil des nördlichen Blaaisen.

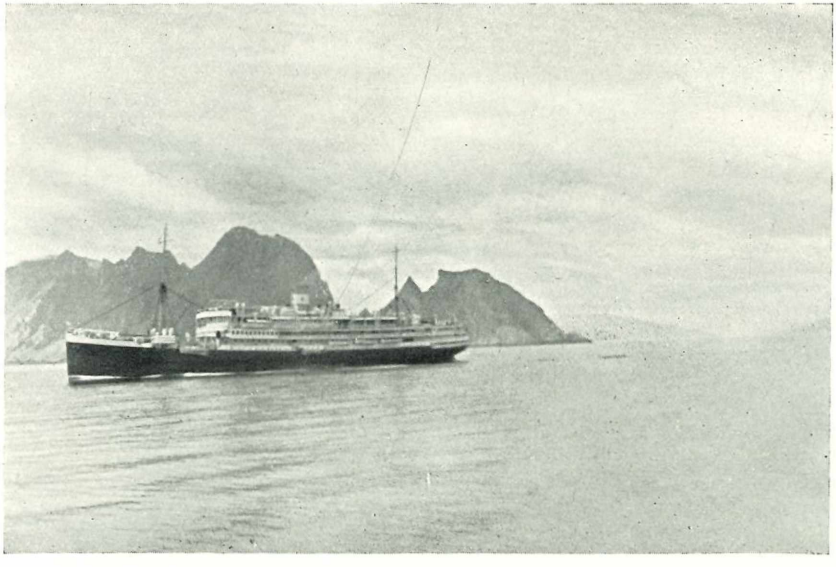

Abb. 6. Denudationsformen auf der Insel Silden.

Abb. 7. Denudationsformen der Berge der Lyngenhalbinsel.

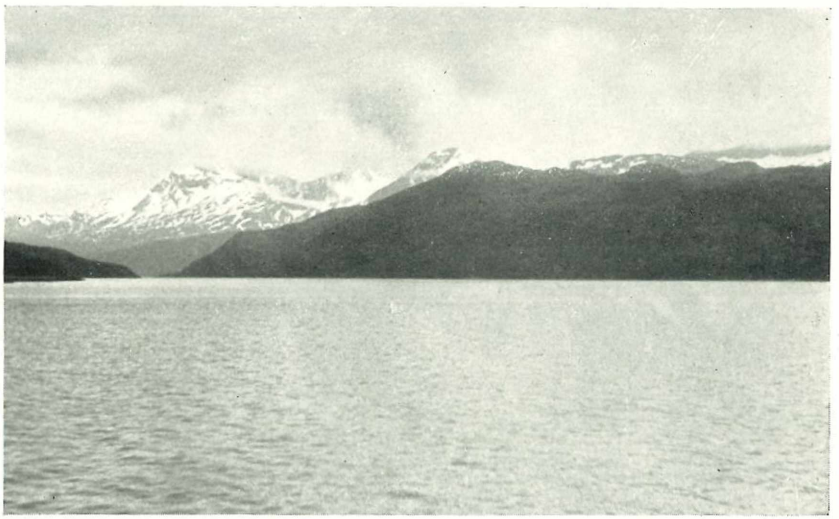

Abb. 8. Skjomenfjord, Ostabhang von Frostisen.

gen aus der Übergangszeit zum Postglazial sind rings um den Ofotenfjord selten. Aus Sörskjomen wurde bereits von einer solchen Ablagerung berichtet. Bei Øijord liegen zwischen den Rundhöckern in geringer Meereshöhe abgerollte, etwa 20 cm im Durchmesser fassende Blöcke und grober Sand, der stellenweise lehmig ist. Ablagerungen, die offenbar einem höheren Stand des Meeres entstammen.

Landschaft und Mensch im Süd-Urál.

Von **D. H. Kallner.**

(Mit 2 Skizzen im Text sowie 4 Abbildungen auf Tafeln V und VI.)

Allmählich im W, steil im E erhebt sich der Ural aus seinen ebenen Vorländern. Diese Vorländer gehören schon zum südrussisch-mittelasiatischen Steppengürtel, in den sich der Ural als schmale Waldzunge nach S vorschiebt. Sanft steigt das westliche Vorland zum Gebirge hin an, das sich einige Kilometer E der Bjéllaja mit dem ersten bewaldeten Kamm rund 300 m darüber erhebt. Dann folgen nach E sechs bis zehn NS streichende Härtlingskämme, die sich bis 1400 m Höhe erheben, d. h. bis zu 900 m über die Sohle der dazwischenliegenden, breiten Längstalungen. Vom östlichsten Kamm, dem Krykty, geht es über 400 m hinunter und es schließt sich nach einer schmalen Hügelzone jenseits des Urál-Flusses die flache westsibirische Ebene an.

So läßt sich der S-Ural roh begrenzen im E durch den Oberlauf des Ural-Flusses, im S durch dessen Quertal, im N durch die konventionelle Grenze der Bahnlinie Ufá—Tscheljábinsk, nördlich der der niedrigere Mittel-Ural folgt; die Westgrenze des Gebirges ist der erste Kamm unter etwa 56° 30′ E. Das so umgrenzte Waldgebirge bildet eine physiogeographische Einheit und unterscheidet sich auch durch Wirtschafts-, Siedlungs- und Verkehrsformen von seiner Umgebung, wobei die Nordgrenze die am wenigsten scharfe ist.

Der größte Teil dieses Gebietes gehört politisch zur „Baschkirischen Autonomen sozialistischen Sowjet-Republik", die außerdem noch einen großen Teil westlichen Vorlandes sowie den Südabschnitt des Mittel-Urals einbegreift. Die Ostgrenze Baschkiriens läuft meist kurz westlich des Ural-Flusses und biegt im Gebiet der Bahn weit nach W aus. Dadurch gehören die wichtigen Industriebezirke von Magnitogórsk und Slatoúst zum „Ural-Gebiet", das der direkten Verwaltung Moskaus untersteht, ohne den Umweg über Ufá. Als Ersatz für das Gebiet westlich von Slatoúst hat Baschkirien im E, nördlich von Tscheljábinsk, eine größere Exklave.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: 79

Autor(en)/Author(s): Keindl Josef

Artikel/Article: Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen. 102-143