

Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen.

Mit Abbildungen im Satz sowie Bildern auf Tafel 1 und 2.

Von **Josef Keindl**.

Der Verfasser führte im Jahre 1932 eine Reihe von geomorphologischen und glazialgeologischen Untersuchungen in der Umgebung des Ofotenfjords aus¹. Er konnte diese Arbeiten 1935 mit Hilfe einer Unterstützung der Akademie der Wissenschaften in Wien aus den Erträgen der Zach-Stiftung fortführen. Die Ergebnisse dieser Forschungsreise im Jahre 1935 werden damit vorgelegt.

1935 wurde als Arbeitsgebiet ausgewählt die Umgebung von Tromsø, die Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord, Kvaløen und die Umgebung von Kvalsund in Finnmarken. Eine Bearbeitung der östlichen Lyngen-Halbinsel wurde durch andauerndes unsichtiges Schlechtwetter verhindert. Für die untersuchten Gebiete stand größtenteils „Topographisk Kart over Norge“ 1 : 100.000, außerdem „Topographisk Kart over Tromsø Omegen“ 1 : 50.000, für die Lyngen-Halbinsel dagegen nur die Amtskarte 1 : 200.000 zur Verfügung. Ein geologisches Spezialkartenblatt ist für keines der in Frage stehenden Gebiete herausgekommen.

Die alten Landoberflächen.

Die alten Landoberflächen der Umgebung des Ofotenfjords fand der Verfasser in einem unteren Niveau, das wahrscheinlich interglazial ist, da es in die Hänge der Trogtäler und Fjorde eingeschnitten ist, in einem oberen und in einem Gipfelniveau vertreten. Im Storsteinsfjell-Gebiet gibt es Gipfel, die über das erwähnte Gipfelniveau hinausragen, die somit die Reste eines noch älteren, höheren Niveaus sein können. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Fritz Machatschek², der in Südnorwegen ein unteres und ein oberes präglaziales Niveau feststellte. Das obere Niveau Südnorwegens, das Machatschek beschreibt, ist allerdings in viel größerer Ausdehnung erhalten geblieben als das vom Verfasser angeführte Gipfelniveau, das

¹ Josef Keindl, Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen. Mitt. der Geogr. Ges., Bd. 79, Wien 1936.

² Fritz Machatschek, Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abhandl. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. VII, 1908.

in der Gegend um den Ofotenfjord aber doch nicht, wie man auf Grund des Namens „Gipfelniveau“ annehmen könnte, nur auf Bergspitzen beschränkt ist. In den küstennahen Gebieten Nordnorwegens dürften die alten Landoberflächen stärker zerstört worden sein als in Südnorwegen. Es ist aber dennoch nicht zu verkennen, daß das Gebirge in Nordnorwegen ein ähnlicher Entwicklungsgang beherrschte, wie er für Südnorwegen durch die Untersuchungen von Machatschek aufgefunden wurde. In dem Gebiet Nordnorwegens zwischen Tromsö und Hammerfest, das in der vorliegenden Arbeit einer Untersuchung unterzogen wurde, hat sich, wie die folgenden Ausführungen zeigen werden, eine weitere Bestätigung des oben Angeführten ergeben.

Die älteste in dem Gebiet von „Topographisk Kart over Tromsö Omegen“ 1 : 50.000 vorhandene Landoberfläche wird durch den obersten Rücken des Tromsdalstind dargestellt (1238'3 m Meereshöhe). Es handelt sich hier um einen schmalen, fast kammartigen Rücken und nicht um eine Hochfläche. Es ist somit nur ein unsicherer Rest einer alten Landoberfläche zu sehen, der keine näheren Auskünfte über die Landoberflächenform, der er entstammen mag, geben kann.

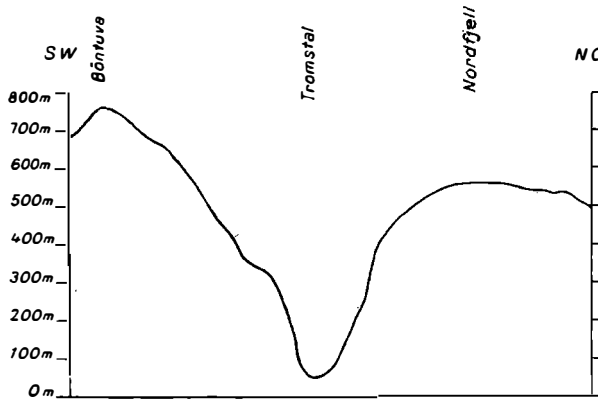
Auf der Nordseite des Tromsdalstind ist unter einem steil abfallenden Kamm auf dem Storskarfjell ein breiter Rücken vorhanden (843 m), der sich gegen Norden wieder in der niedriger gelegenen Kuppe Blaakollen (752 m) fortsetzt. Solche Kuppen, die oben ganz flach sind, finden wir auch südwestlich vom Tromsdalstind auf Rauryggen (777 m und 791 m). Es sind hier zwei solche Kuppen vorhanden, die voneinander durch eine unbedeutende Einsenkung mit rund 710 m Höhe getrennt sind. Die Kuppenlandschaft Rauryggen ist nur gegen Norden gegen den Tromsdalsvan scharf abgesetzt. Nach den anderen Seiten nimmt die Neigung allmählich zu. Die äußere Begrenzung der Kuppenlandschaft kann hier mit etwa 690 m angegeben werden. Diese Oberflächenform setzt sich dann westlich der Kalbakkelva auf Sollidalsaksla (788 m) und Böntuva (778 m) fort. Sie ist somit zu beiden Seiten des obersten Tromstales vertreten. Böntuva bildet einen Rücken, vor dem sich im Osten in 720 m eine breite vorspringende Verebnungsfläche befindet. Auf Böntuva und Sollidalsaksla gibt es in einer Reihe fünf Kuppen, die in dieses Niveau gehören. Nördlich von Böntuva senkt sich diese flache Rücken- und Kuppenlandschaft noch mehr, sie geht auf Flöia auf 638 m herunter.

In den Westhang des Tromsdalstind greift in der ganzen Erstreckung des Rückens eine karartige Nische hinein. In deren Mitte ist in 780 m eine Stufe vorhanden. An den Seiten ist sie durch Abtragung zerstört. Sie kann wohl als ein Rest der eben besprochenen alten Landoberfläche angesprochen werden, den die Karerosion übrig ließ. Nördlich des Tromsdalstind ist ebenfalls eine Kuppen- und Rückenlandschaft vorhanden. Sie erreicht im Storskarfjell sogar 843 m. Die Kuppe des Blaakollen hat jedoch nur eine Höhe von 752 m. Zwischen beiden gibt es eine Sattelfläche um 700 m. In dem Gebiet der Karte der Umgebung von Tromsö 1 : 50.000 ist dieses Niveau noch auf Kvaløy durch den breiten Rücken von Kjölen (791 m) vertreten.

Das besprochene Niveau, das 400 bis 500 m unter dem Gipfelrücken des Tromsdalstind liegt, zeigt uns somit durchwegs eine Kuppen- und

Rückenlandschaft, deren Meereshöhe im allgemeinen zwischen 700 und 840 m schwankt. Die heutigen Reste dieser alten Landoberfläche zeigen gegen die Sunde eine Abnahme ihrer Meereshöhe. Durch die spätere Zertalung wurde dieses Niveau vielfach zerstört. Gegen die unterhalb davon befindlichen Landoberflächen ist das Niveau in 700 bis 840 m durch eine unverkennbare Stufe getrennt, so daß sich die beschriebene Rücken- und Kuppenlandschaft als Einheit heraushebt.

In südöstlicher Richtung von Tromsösundet gelangt man in das Tromstal. Nordöstlich vom Tromstal ist bereits über den Steilhängen des Trogtales eine Fläche auf dem glattgescheuerten Nordfjell und dem westlichen Storskarfjell



Profil quer über das Tromstal. Längen 1:100.000.
5fach überhöht.

anzutreffen, das von Rundhöckern überdeckt ist. Die durchschnittliche Höhe des Nordfjell beträgt etwa 550 m. Diese Verebnung wird gegen $1\frac{1}{2}$ km breit. Gegen den Trogrand des Tromstales erfolgt die Abdachung zunächst mit geringer Neigung. Der Trogrand ist ober Dalheim in einer Höhe von 420 m zu finden. Im Nordosten wird die erwähnte Fläche durch Krokeldalen begrenzt. Die Verebnungsfläche des Nordfjell trägt zwei breite, allmählich ansteigende Kuppen, von denen die höchste 626 m, die zweite, südlich davon gelegene, 591 m erreicht. Sie erheben sich somit 40 bis über 70 m über die durchschnittliche Höhe dieser Fläche. Gegen das Storskarfjell steigt dieses Niveau bis etwa 640 m an. Unterhalb des früher erwähnten Rückens des Storskarfjell mit 843 m folgt zunächst ein Steilhang, der sich in etwa 640 m Höhe zu verflachen beginnt und zu der breiten Fläche des Nordfjell führt. Die Trennung dieser beiden Niveaus ist somit unverkennbar. Auch zeigt das tiefer liegende Niveau eine Abdachung gegen Tromsösundet.

In das gleiche Niveau gehört der breite Paßübergang Ramfjordbannet, der aus dem Tromstal in das Tal der Kalvbakkelva führt. Er trägt in den Becken seiner Rundhöckerlandschaft Litlevan (507 m) und Pikevan (500 m). Er hat auch heute noch die Form eines wenig geneigten Tales. Der Talboden selbst ist durch Rundhöcker umgestaltet. Gegen das Tromstal hat die Talung Ramfjordbannet ein Ende an dem unter 500 m gelegenen steileren Hang des Tromstales. Ähnlich ver-

hält es sich gegen den Ramfjord zu. Wir haben hier also den Rest eines alten Tales vor uns, das sich in die Kuppenlandschaft über 700 m eingeschnitten hat.

Auf Kvaløy sind unter dem Rücken des Kjöl (791 m) Verebnungen auf Svarthamaren (663 m) vorhanden, die gegen Sandnessundet sich im Finnlandsfjell fortsetzen und bis etwa 480 m herunterreichen. Diese Abdachung gegen den Sund erfolgt auf einer Strecke von etwa 3 km. Die Neigung ist also verhältnismäßig groß. Gegen den unter der Verebnungsfläche des Finnlandsfjell befindlichen Hang setzt sich jedoch diese Fläche gut ab. Man kann daher auch nicht die Neigung der Verebnungsfläche Svarthamaren—Finnlandsfjell auf eine spätere, etwa gar eiszeitliche Abtragung zurückführen. Die vorliegende Entfernung läßt auch nicht die Erklärung zu, daß die Aufwölbung in verschiedenem Ausmaße vor sich gegangen wäre. Am wahrscheinlichsten ist es vielmehr, daß schon zur Zeit dieses Niveaus Sandnessundet oder wenigstens eine größere Talung bestand und eine lebhaftere Abtragung dorthin stattfand, so daß keine ebenen Flächen entstehen konnten.

Ähnliche Verhältnisse sind auf dem benachbarten Mellemfjell, auf dem dieses Niveau etwa bis 450 m herabreicht, und nordöstlich der n. Slettelva anzutreffen. Hier sind Anzeichen dafür vorhanden, daß das in Rede stehende Niveau möglicherweise noch einer weiteren Unterteilung zu unterziehen ist. Doch sind zu wenig sichere Anhaltspunkte zu finden.

In dasselbe Niveau paßt gut herein die Kuppe des Rautindfjell mit etwa 480 bis 577 m, die vom Finnlandsfjell auch nur durch das Storelvtal getrennt ist, das offenkundig ein späterer Einschnitt ist. Hier wie auch bei anderen Beispielen für dieses Niveau liegt die Trogwand unterhalb.

Nördlich des schon früher erwähnten Blaakollen ist eine Verebnungsfläche zu beobachten, die tiefer liegt als das oben behandelte Niveau des Nordfjell und Finnlandsfjell. Es hat auf dem Ruglefjell eine Höhe von rund 330 m. Auf dem Mellemfjell auf Kvaløy ist diese Fläche in etwa 360 bis 380 m vorhanden. Hier ist sie gegen das höhere Niveau durch einen kurzen steileren Hang getrennt. Ebenso tritt am südwestlichen Abhang des Rautindfjell eine Terrasse in 390 m auf.

Es können somit für diese Fläche nur wenig Beispiele namhaft gemacht werden. Auch die Fläche des Ruglefjell weist eine verhältnismäßig große Unebenheit und einen Höhenunterschied zwischen den tiefsten und höchsten Teilen von etwa 70 m auf. Diese Flächen sind bereits in die Trogwände der Sunde eingeschnitten, sind also wohl ihrer Entstehungszeit nach in die Eiszeit zu verlegen.

In der Umgebung von Tromsö gibt es in tieferen Lagen keine sicheren Terrassen und Verebnungen, die sich zu einem System vereinigen ließen.

In der Umgebung von Tromsö findet man somit außer dem Gipfelrücken des Tromsdalstind über 1200 m, der infolge der starken Abtragung dieser Form keine näheren Aufschlüsse über ihr früheres Aussehen geben kann, die Kuppenlandschaft in den Höhen zwischen 700 und 840 m, dann eine weitere hügelige Landoberfläche in 480 bis 620 m. Vertreten ist dann noch eine anscheinend interglaziale Fläche in 350 bis 420 m Höhe. Unter einer Meereshöhe von 200 m gibt es ein flaches Hügelland von nicht einheitlicher Höhenlage.

Die Halbinseln zwischen Kvaenangen und Altenfjord und nördlich von Alta und Langfjord sind glazial stark umgeformt worden, so daß hier die alten Verebnungen nur in kleinerem Ausmaße erhalten geblieben sind.

Möglicherweise, ja wahrscheinlich, sind unter dem Eis des Öksfjordjökels, Svartfjeldjökels und Langfjordjökels alte Verebnungsflächen in größerer Ausdehnung erhalten. Das Vorhandensein dieser Plateaugletscher deutet jedenfalls darauf hin, daß größere Hochflächen die Möglichkeit für eine ansehnliche Vergletscherung dieser Art geboten haben. Welches Niveau darunter verborgen ist, läßt sich natürlich nicht näher erweisen. Wie wir weiter unten noch ausführen werden, läßt sich aber immerhin eine Zugehörigkeit zu einem der hier vertretenen Niveaus wahrscheinlich machen.

Auf dem Ruselvfjell beginnt die nach Norden geneigte Fläche etwas unter 900 m und steigt über 1000 m an. Sie trägt mehrere kleine Kuppen und Rücken. Der Abfall von dieser Hochfläche nach Süden, Westen und Osten ist sehr steil. In den Hang sind mehrere Kare eingeschnitten. Fjeldtindnasen hat eine kleinere Fläche. Sie erreicht 1038 m, liegt jedoch größtenteils unter 1000 m Höhe und hat die untere Grenze in etwa 930 m. Auch hier steigt das Gelände allmählich zu seinem höchsten Punkt an. Die Begrenzung der Hochfläche ist fast nach allen Seiten sehr scharf, gegen den Jökelfjord und gegen Norden ist der Abfall wandartig.

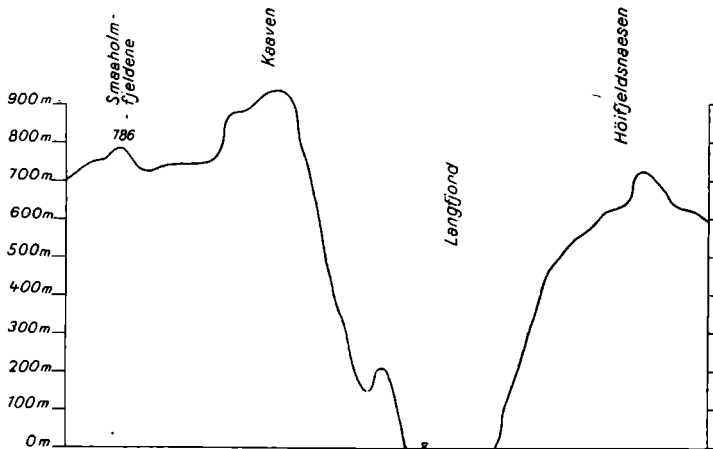
Dieses Niveau ist auch im südlichen und südwestlichen Vorgelände des Öksfjordjökels vorhanden. Skalsatind heißt es hier im Süden des Öksfjordjökels, wo es noch teilweise vom Eis des Gletschers überdeckt wird. Die Halbinsel zwischen Jökelfjord und Alta trägt trotz der außerordentlich tief hereingreifenden Kare auf Vasnestind und Dusnjargga noch dieses Niveau in kleinen Resten. Auf Vasnestind ist es in einer Höhe um 900 m in der kleinen Gipfelhochfläche, auf Dusnjargga zwischen 924 und 810 m erhalten. Auf der zuletzt genannten Höhe ist die Fläche gegen Westen geneigt. Östlich davon hat die Karerosion nur noch kleine Reste dieser Fläche auf den höchsten Punkten des Kammes stehen gelassen.

Südöstlich vom Langfjordjökels ist in der nördlichen Fortsetzung des Langnesfjells auch noch eine schmale Fläche dieses Niveaus zwischen 903 und 840 m erhalten. Auf der Westseite fällt sie ab zu den Wänden des Trogtales, das vom Langfjord zum Tverfjord führt. Der Ostabfall besitzt Kare, deren geschützte Lage die Möglichkeit zu einer tief herunterreichenden Vergletscherung gibt. Gegen Süden und Norden fällt die Hochfläche mit geringerer Neigung zu dem nächst tiefer gelegenen Niveau ab. Wenn wir die Randgebiete der oben erwähnten drei großen Hochflächengletscher berücksichtigen und beachten, daß die Höhen der Firnflächen dieser Gletscher fast überall unter 1200 m liegen; können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit sagen, daß unter diesen Hochflächengletschern im allgemeinen wenigstens kein anderes Niveau vertreten ist als das, welches auf dem Ruselvfjell zu beobachten ist. Beim Svartfjeldjökels ragt die oberste Fläche des

Storfjell, die eisfrei ist, da der Schnee immer weggeblasen wird, in dieses Niveau hinein.

Auch auf dem Guldmundstind bei Bergsfjord ist dieses Niveau vorhanden. Die Hochfläche, die um 900 m liegt, ist recht uneben, gegen unten ist sie jedoch scharf begrenzt. Das Eis des Middagsfjell liegt auf einer Hochfläche, die fast allseits steil von einer Meereshöhe von etwas über 900 m abfällt. Auf der westlich des Langfjordjökel von Reinfjorddalen umfaßten Halbinsel sind ganz kleine Gipfel, Flächen meist über 900 m anzutreffen, die letzten Reste der durch Karerosion sonst völlig zerstörten alten Landoberfläche.

Östlich des Öksfjords und nördlich und südlich des Langfjords ist dieses Niveau um 900 m in viel ausgedehnterem Maße vorhanden. Hier arbeitete die Karerosion nicht so erfolgreich und daher existieren hier noch größere Hochflächen, die zugleich wegen ihrer teilweise niedrigeren Lage, teilweise vielleicht auch wegen ihrer etwas größeren Entfernung vom Meer nicht von Hochflächengletschern überdeckt sind. Dazu darf man auch Risefjeldet und dessen nördliche Fortsetzung Langfjordfjeldet rechnen, obwohl diese Fläche nicht ganz 900 m erreicht und der Hochflächenrand bei 800 m ist. Dieser ist gegen Nordosten scharf, dafür gegen Süden und Südwesten weniger deutlich ausgeprägt. Eine größere Ausdehnung hat dieses Niveau auf Kaaven (955 m), östlich von Risefjeldet, und auf den anschließenden Flächen. Die ganze Halbinsel östlich des Nord—Süd verlaufenden Öksfjords zeigt zahlreiche Hochflächen des besprochenen Niveaus, die heute durch kurze, glazial überarbeitete Täler voneinander getrennt sind. Auch auf Kaaven liegt die Hochfläche teilweise unter der 900 m-Linie. Besonders gilt dies für das nördlich anschließende Smaaholmfjeldene, dessen Hochfläche bis 720 m herunterreicht. Die genannte Hochfläche ist von Kuppen bedeckt, die 100 m höher ansteigen. Durchwegs über 900 m trifft man das behandelte Niveau auf Langfjeldet südlich des Langfjords an, wo sich die Hochfläche über 1000 m erhebt, und auf Lassefjell, wo sogar eine Höhe von 1109 m erreicht wird. Hier ist allerdings die alte Landoberfläche durch die Karerosion größtenteils beseitigt, die Reste der alten Landoberfläche sind nicht miteinander verbunden. Auch die Hochfläche des Langfjell weist eine Kuppenlandschaft auf.



Profil quer über den Langfjord. N10° W — S10° O.
Längen 1 : 200.000. 10fach überhöht.

Unmittelbar östlich des äußeren und nördlich des inneren Öksfjords sind gut ausgebildete Hochflächen vorhanden, die gegen die kleinen Fjorde zu scharf begrenzt sind und dort, wo sie nur schmal sind, eine hier sonst nicht bekannte Ebenheit zeigen. In einiger Entfernung von den Fjorden, wo die Wasserscheiden der heutigen Bäche sind, hat jedoch die scharfe Begrenzung ein Ende, da hier alles zu Rundhöckerlandschaften zubearbeitet ist und die Ränder der Hochflächen abgeschrägt und abgeschliffen erscheinen. Das weist wohl darauf hin, daß während eines größeren Abschnittes der Eiszeit durch die kurzen Täler und Fjorde Gletscherzungen strömten und hier das Eis somit nicht oder nicht mehr Hochflächen und Täler gleichmäßig überdeckte und unter sich begrub. Eine solche Abschrägung der Ränder und Rundhöckerlandschaften findet man auf dem Ritifjell und dem Ristefjell.

Die westlichen Hochflächen der zur Besprechung stehenden Halbinsel liegen tiefer als Kaaven oder selbst als Smaaholmfjeld. So erreicht Kvitraevfjell nur 747 m, Ristefjell 680 m, Danielfjell 734 m, Vaagnesfjell 642 m und Vasdalsfjell gar nur 600 m. Die Höhen senken sich somit gegen den Nord—Süd verlaufenden Öksfjord. Es scheint somit die Auffassung berechtigt zu sein, daß der westliche Teil dieser Halbinsel abgesunken oder weniger hoch gehoben ist. Die ganze Halbinsel zwischen Langfjord und Öksfjord fällt gegen Westen ab. Die eben genannten Hochflächen sind auch die höchsten in diesem Gebiet und ihr Zusammenhang mit den unmittelbar im Osten benachbarten Hochflächen, die über 900 m Höhe erreichen, ist unzweifelhaft. Es ist nirgends ein Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß diese Flächen einem anderen als dem 900 m-Niveau zuzuordnen wären. Beachtenswert ist, daß westlich des Öksfjords keine so tief abgesenkten Hochflächen zu beobachten sind. Es erfolgt somit diese Absenkung gegen den Fjord nur östlich von ihm.

Auf Stjernøen, einer Insel, die von der eben besprochenen Halbinsel nur durch den 3 bis 4 km breiten Stjersund getrennt ist, tritt das 900 m-Niveau im Westen und Norden in kleinen Resten auf den Kämmen auf. In größerer Ausdehnung ist es im Südosten der Insel erhalten. Doch fehlen auch hier ebene Flächen fast vollständig. Die Begrenzung der alten Landoberfläche ist teilweise wie auf Rottenhaller, wo zugleich die größte Höhe dieser Hochflächen mit 907 m erreicht wird, ungenau. Auf dem Middagsfjell am Südostende der Insel hat die Hochfläche nur eine Höhe um 700 m. Auf dem Simavikfjell befindet sich die Hochfläche zwischen 846 und rund 700 m. Diese alte Landoberfläche scheint überhaupt nie eine völlig eingeebnete Fläche dargestellt zu haben, die Höhenunterschiede wurden überdies durch die fluviatile und die glaziale Erosion noch verstärkt und außerdem dürfte der Hebungsvorgang selbst in wenige Kilometer voneinander entfernten

Gebieten verschiedene Beträge erreicht haben. Dies kann man nicht nur hier auf Stjernöen, sondern auch in der Umgebung des Öksfjords, des Jökelfjords und auch in der Umgebung von Tromsö beobachten.

In der Umgebung von Tromsö haben wir ein Niveau in einer Höhe um 500 m festgestellt, das wohl interglazialen Alters ist. Auch zwischen Kvaenangen und Altenfjord sind ähnliche Abtragungsflächen festzustellen. In der Gegend von Alteidet befindet sich über dem unteren, trogartigen Talhang eine Verebnungsfläche auf Kavringen in einer Höhe über 450 m. Das Gelände dieses Niveaus ist ausgesprochen hügelig.

Mikal fjell, nordöstlich von Alteidet, das mit einer größten Höhe von 483 m versehen ist, trägt eine kleine Hochfläche mit zahlreichen kleinen, stark verwitterten Rundhöckern. Diese kleine Hochfläche liegt somit in der gleichen Höhe wie die unteren Teile der Fläche von Kavringen.

Nördlich des Jökelfjords ist dieses Niveau, das tiefer liegt als das früher besprochene 900 m-Niveau, und das wir deshalb als das untere bezeichnen wollen, auf dem Skredfjell in 450 bis 530 m vertreten. Die hier befindlichen kleinen Flächen sind die Reste einer Terrasse, die in den Ostabhang des Langnesfjell eingeschnitten ist. Das Langnesfjell selbst trägt einen Rest des 900 m-Niveaus oder, wie wir wohl besser sagen, des oberen Niveaus, das auch hier stark zerstört ist. Die Terrassenfläche ist jedoch auch bereits wieder durch die Erosion zerschnitten, so daß von ihr nur noch die kleinen Gipfflächen auf den Hügeln erhalten sind. Die Karerrosion, die in dem westlichen Teil der zwischen Kvaenangen und dem Altenfjord gelegenen Halbinsel so außerordentlich wirksam war, und die Ausschürfung der zahlreichen kurzen Trogtäler ließen in diesem Gebiet fast nirgends das untere Niveau bestehen.

In größerer Ausdehnung scheint das untere Niveau zwischen dem West—Ost verlaufenden Teil des Öksfjords und dem Langfjord vertreten zu sein. Durch die glaziale Bearbeitung ist freilich auch hier die Oberflächenform stark verändert. Es ist eine kleinkuppige Landschaft geschaffen worden, deren Höhen größtenteils über 500 m hinaufsteigen. Einzelne kleine Gipfel überragen diese unebene Landschaft und reichen über 600 m hinauf. Der Ternevand liegt in einer Talung in 403 m, die den tiefsten Einschnitt in der kuppenförmigen Hochfläche darstellt. Hier ist die Veränderung der alten Landoberfläche durch die spätere Abtragung so bedeutend, daß es schwer möglich ist, deren ursprüngliche Formen zu rekonstruieren. Diesen Flächen des unteren Niveaus zwischen Öksfjord und Langfjord ist auf dem Stortind das 900 m-Niveau benachbart. Man sieht hier, daß die auf dem Stortind vertretenen Reste des 900 m-Niveaus nicht mit den oben beschriebenen Flächen des unteren Niveaus zu vereinigen sind, sondern von ihnen deutlich getrennt sind. Die Flächen des Stortind befinden sich auch über dem Trogtal des Langfjords, dessen Trogrand bei 900 m zu beobachten ist. Die Flächen um den Ternevand sind somit wohl als interglazial anzusprechen.

Auf der Südseite des Langfjords ist dieses Niveau nur wenig vertreten. Ebenso fehlt es auf der Südseite von Stjernöen gegen den Stjern-

sund zu fast ganz. In diesem Gebiet ist die Höhenlage des unteren Niveaus stark uneinheitlich, es kommen ungewöhnlich große Höhenunterschiede zum oberen Niveau vor.

Von einer noch niedrigeren, wohl auch interglazialen Terrasse sind bloß wenige Spuren vorhanden. Die zwischen Söndré Bergsfjord und Frakfjord gelegene Halbinsel hat auf ihrem Nordende die sonst diesem Gebiet auch im Formencharakter fremden hügeligen Hochflächen in 210 bis 270 m Höhe. Südlich von Alteidet ist eine ziemlich schmale Terrasse am Nordabhang des Mejfjell in einer Höhe von über 210 m vorhanden.

In noch geringerer Höhe ist im Tal des Alteidelven auf der Nordseite östlich vom Mikalfjell und südlich am Abhang von Kavringen eine Terrasse in 150 m Höhe ausgebildet. Sie führt gegen den Langfjord hinaus und dacht sich in dieser Richtung ab. Auf der Südseite der Insel Spilderen existiert eine Rundhöckerlandschaft in einer Höhe um 150 m, jedoch auch stellenweise auf 130 m herunter und in einem Hügel auf 274 m hinaufgehend. Gegen unten und oben ist sie jedoch deutlich begrenzt.

Im Langfjord selbst gibt es in dieser Höhe keine Terrasse. Es hat hier also in diesem Zeitabschnitt keine seitliche Abtragung größeren Ausmaßes gegeben oder es wurde die damals geschaffene Terrasse später wieder zerstört.

Ebenso fehlen in der Gegend um Öksfjorden und zu beiden Seiten des Stjersund Terrassen in dieser Höhe. Hier wie auch am Langfjord führen die Hänge, ohne in geringerer Meereshöhe eine Unterbrechung zu erfahren, bis zum Meeresspiegel oder bis zur Strandterrasse herab. Jede interglaziale Erosion nach dem Zeitabschnitt des unteren Niveaus kann wegen der geringen Spuren, die sie hinterlassen hat, nur von kurzer Dauer gewesen sein. Manche Terrasse mag auch durch die spätere Eisarbeit beseitigt worden sein. Es sind somit auch zwischen Kvaenangen und Altenfjord ebenso wie in der Umgebung von Tromsø nur wenig Spuren einer jüngeren interglazialen Abtragung vorhanden.

Der höchste Punkt von Kvaløen, worauf auch Hammerfest liegt, ist das Svartfjell mit einer Höhe von 624 m. Es ist dies der höchste Punkt einer nur wenig niedriger gelegenen Hochfläche, die sich von hier gegen Westen erstreckt. Die Höhe dieser Hochfläche nimmt in dieser Richtung allmählich um etwa 100 m ab. Gegen Norden und Süden vom Gipfel des Svartfjell ist jedoch ein deutlicher Geländeknick vorhanden. Im Norden breitet sich eine größere Verebnungsfläche aus, die zwischen 450 und 480 m liegt.

Die zuerst genannte Fläche des Svartfjell ist noch auf dem 529 m hohen Torskfjell vorzufinden. Dieser Berg zeigt nur einen kleinen Rest dieses Niveaus. Er ist eine Kuppe und die Gipfelfläche ist daher auch recht klein.

Die tiefer gelegene Fläche um 450 m ist im Gebiet zwischen Svartfjell und *yt* Torskefjord noch auf den Höhenrücken, die sich meist mit geringer Neigung abdachen, zu erkennen. Südlich des Rückens des Svartfjell ist die Landschaft so sehr durch die verschiedensten Faktoren der Abtragung verändert, daß hier eine Auflösung der Hochflächen in Rücken und Kuppen erfolgte. Es können daher nur mehr die Gipflflächen das besprochene Niveau anzeigen. In einiger Entfernung vom Svartfjellrücken sinkt die Höhe des an dessen Fuße gelegenen Niveaus sowohl gegen Süden wie auch gegen Norden ab. In ihrem zentralen Teil scheint somit die Insel am höchsten aufgewölbt zu sein, an den Rändern scheint dagegen ein Widerstand dem Aufsteigen entgegenzuwirken. Im Süden sinkt unser Niveau auf 360 m herab, im Norden ist es auf breiten Rücken in 320 m Höhe vertreten.

Südlich von Grøtneshøiden ist eine Terrasse in 230 bis 270 m Höhe vorhanden. In diese Höhe fallen auch die Flächen auf den Rücken unmittelbar nördlich des Kvalsunds, die sich um 240 m halten. Nördlich von Hammerfest zeigt Rendalen eine Terrasse um 240 m unter einem Steilabfall.

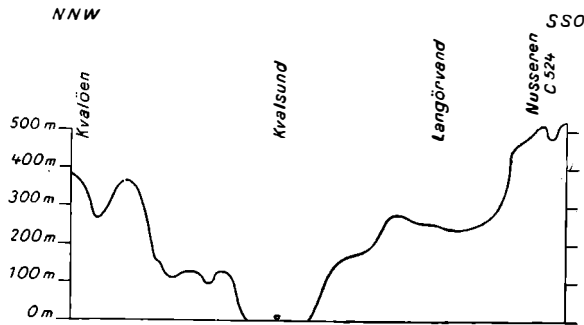
Die Rücken nördlich des Kvalsunds steigen aus einer über $1\frac{1}{2}$ km breiten Terrasse heraus. Diese fällt etwa 140 m teilweise steil zum Kvalsund ab. Auch gegen das vom Fuße des Svartfjellrückens gegen Süden sich erstreckende Niveau ist die erwähnte Terrasse durch einen Steilhang geschieden.

Da auf Kvalø Trogtäler fehlen und nur die Ränder der Insel von den Eismassen, die durch die Sunde flossen, eine derartige Bearbeitung erfuhren, im Inneren sich dagegen die glaziale Bearbeitung auf die Bildung von Rundhöckern beschränkte, ist nicht sofort zu entscheiden, ob die Flächen am Fuße des Svartfjell als interglazial zu bezeichnen sind oder als voreiszeitlich, ob sie somit dem unteren oder dem oberen Niveau der oben behandelten Gebiete entsprechen. Die große Ausdehnung spricht gegen die Auffassung, daß wir es mit dem unteren Niveau zu tun haben. Die Entscheidung wird uns dadurch ermöglicht, daß es Stellen gibt, wo der glazial bearbeitete Steilabfall in den Sunden bis an dieses Niveau heranreicht. Dieses befindet sich offenkundig oberhalb des trogförmigen Hanges und ist nicht in ihn eingeschnitten. So ist es z. B. am Sammelsund in der Umgebung des Torskefjell. Wir sehen uns somit veranlaßt, die Verebnungsflächen am Fuße des Svartfjellrückens dem oberen Niveau zuzuweisen. Die Fläche des Svartfjellrückens wäre dagegen dem Gipfelniveau des Tromdalstind zuzuordnen. Das untere Niveau ist hier in den Terrassen vertreten, die südlich von Grøtneshøiden und nördlich des Kvalsunds den glazial bearbeiteten Hang

unterbrechen. Noch jüngerer Entstehungszeit entstammt die Terrasse um 140 m am Kvalsund.

Südlich des Kvalsunds sind die Höhen etwas größer als auf Kvalöen. Es sind hier in den Raipas-Schichten, die südlich des Kvalsunds auftreten, die alten Verebnungsflächen und Terrassen noch mehr zerstört als auf Kvalöen, wo sich, wie auch weiter südlich auf dem Festland, kaledonische, metamorphe Gesteine befinden.

Skindfjell trägt eine Fläche in 650 bis 713 m. Diese Hochfläche zeigt sich weiter südlich im Gebiet des Blattes Komagfjord 1 : 100.000 nur an wenigen Stellen, wie auf Seinosvidden oder auf *st* Navgastak. In der Nähe des Vargsunds gibt es einen Höhenzug Guhsvikkklumpen mit einer größten Höhe von 626 m. Dieser Höhenzug setzt sich gegen Osten bis zu einer Höhe von 629 m fort. Von den beiden Höhen sinkt die Hochfläche allmählich und ohne Stufe zu einem Sattel in nur 450 m Höhe ab. Der höhere, nordöstliche Teil der Rundhöckerlandschaft des



Profil quer über den Kvalsund. Längen 1 : 200.000.
10fach überhöht.

Magerfjeldet (671 m) mit einer Höhenlage über 600 m kann wohl auch dem Niveau des Skindfjell zugerechnet werden, da hier die Hochfläche im Südwesten zu einer tiefer gelegenen, mit einer Höhe um 540 m, abfällt.

Südwestlich von der Skindfjellhochfläche tritt eine tiefer gelegene auf, deren Höhe sich um 520 m hält. Kleine Rücken steigen auf dieser Hochfläche bis über 600 m empor. In der annähernd gleichen Höhenlage befindet sich die schmale Hochfläche des Högfjellrückens, die zahlreiche, stark verwitterte Rundhöcker besitzt, daher auch sehr uneben ist. Die Höhe dieser Hochfläche schwankt zwischen 500 und 552 m.

Auch Nusseren in der Nähe des Reppefjords trägt eine Hochfläche, die, wie dies auch andernorts südlich des Kvalsunds vorkommt, kleine Kuppen trägt. Diese Kuppen reichen bis 529 m hinauf. Die Höhe der Fläche, die sich zwischen den Kuppen befindet, kann mit 450 m angegeben werden.

Gerade nördlich von Nusseren gibt es noch tiefere Abtragungsflächen. Von der Hochfläche zwischen 450 m und 529 m fällt das Gelände steil zu einer breiten Terrassenfläche in der Umgebung des Langörvand ab, die jedoch auch keine einheitliche Fläche darstellt, da sich auf ihr Hügel mit kleinen Flächen über 300 m befinden. Langvasfjell, ein Rücken, der den Kvalsundelven begleitet, besitzt auch

eine schmale Fläche, die sich von einem höchsten Punkt mit 363 m Höhe in der Längsrichtung des Rückens auf etwa 270 m abdacht.

Von der Fläche um den Langörvand führt uns eine Stufe zu einer Terrasse in 130 bis 160 m in dem Eck zwischen der Mündung des Kvalsundelv und dem Reppefjord hinab. Hier sehen wir also drei Niveaus übereinander, die Terrasse in 130 bis 160 m, die Fläche um den Langörvand zwischen 250 und etwas über 300 m und die von Nusseren in 450 bis 529 m.

Östlich von dem südlichsten Vargsund und östlich vom nördlichen Altenfjord sind die alten Landoberflächen, da das Gestein sehr leicht verwittert, weitgehend zerstört. Auch die Reste einer interglazialen Terrassenbildung sind hier außerordentlich spärlich.

Nach dieser Aufstellung läßt sich das Niveau auf dem Rücken Skindfjell gleichstellen dem des Svartfjellrückens, das des Högfjell dagegen der Landschaft am Fuße des Svartfjellrückens. Es ist damit die oberste Fläche des Skindfjell dem Gipfelniveau angehörig, die des Högfjell dem oberen Niveau. Die Flächen um den Langörvand müssen wir dem unteren Niveau zuzählen, das allerdings weniger gut erhalten, auch nördlich des Kvalsunds vorkommt. Schließlich ist in dem Eck zwischen Reppefjord und Kvalsund noch vereinzelt eine Terrasse zwischen 130 und 160 m vorhanden. Eine ähnliche Terrasse haben wir auch nördlich des Kvalsunds im südlichsten Kvalöen festgestellt.

Auf Seiland, das sich nördlich und nordwestlich des Vargsunds befindet und auch Kvalöen benachbart ist, sind die höchsten Geländeformen vom Eis des Nordmansjökel und des Seilandsjökel verdeckt. Wir beschränken uns hier auf die Randgebiete des Vargsunds und die Nordostecke der Insel. Auch hier sind die außenliegenden Teile desselben Niveaus wie auch auf Kvalö etwas niedriger als im Zentrum der Insel. So schwankt das obere Niveau, das sich oberhalb der überall vorhandenen Steilhänge auf Tolstenfjeldet und Oldenvikfjell befindet, zwischen 540 und 660 m. Das Gipfelniveau dürfte hier sogar in etwas größerer Ausdehnung vorhanden sein, doch wird durch die großen Hochflächengletscher ein genauere Einblick verhindert. Das untere Niveau ist in großer Ausdehnung mit gut erhaltenen Rändern auf dem Rastebyfjell und dessen Umgebung in einer Höhe um 270 m festzustellen. Im nördlichen Teil dieser Terrasse erreicht ein Rücken 340 m. Die kleine Halbinsel nördlich von Eidvaagen zeigt auf ihrer Hochfläche das untere Niveau, das hier in eine Landschaft mit kleinen Kuppen und Rücken aufgelöst ist. Terrassen, die noch tiefer liegen, kommen in dem besprochenen Teil Seilands nicht vor. Die Hänge führen überall steil zum Meer herab und sind höchstens durch das untere Niveau unterbrochen.

In der Umgebung von Tromsö stellten wir somit den undeutlichen Rest eines Niveaus in der Gipfelregion des Tromsdalstind um 1200 m

fest und etwa 400 bis 500 m tiefer gelegen das präglaziale obere Niveau in etwa 700 bis 840 m Meereshöhe. Gegen das nächsttiefere Niveau ist eine unverkennbare Stufe vorhanden. Das untere Niveau liegt in einer Meereshöhe von etwa 480 bis 620 m. Es ist ebenso wie das obere Niveau gegen die Sunde zu etwas geneigt. Beide Landschaften weisen Kuppen und flache Rücken auf. Es handelt sich also nicht um völlig eingeebnete Flächen. Eine noch jüngere Fläche ist in 350 bis 420 m Meereshöhe nur auf kleinem Raum vertreten.

Auf der Halbinsel zwischen Altenfjord und Kvaenangen finden wir das obere Niveau in einer Höhe von über 900 m. Auch hier ist es eine Kuppenlandschaft. Ein höheres Niveau dürfte hier nicht vertreten sein, da dieses Niveau selbst auf dem Ruselvfjell und andernorts über 1000 m ansteigt, die Oberfläche des Öksfjordjökel aber auch nicht 1200 m erreicht, somit also die unter ihm verborgene Hochfläche kaum in ein höheres Niveau hineinreichen kann. Der Unterschied zwischen dem Gipfelniveau des Tromsdalstind und dem benachbarten oberen Niveau beträgt, wie wir oben erwähnten, 400 bis 500 m. Auch wenn zwischen Kvaenangen und Altenfjord der Höhenunterschied zwischen den einzelnen Niveaus geringer sein sollte, was jedoch im westlichen Teil dieser Halbinsel wegen der hohen Lage des oberen Niveaus nicht zu erwarten ist, ist es unwahrscheinlich, daß hier der Höhenunterschied zwischen dem Gipfelniveau, das höchstens unter dem Eis des Öksfjordjökel vermutet werden könnte, und dem oberen Niveau so gering sein könnte.

Nur östlich des Öksfjords sind die Höhen des oberen Niveaus geringer. Abgesehen davon, daß mangels einer völligen Einebnung in dem oberen Niveau selbst Höhenunterschiede vorkommen, sind offenbar infolge verschiedener Hebungsintensität auch in benachbarten Gebieten verschiedene Durchschnittshöhen hervorgegangen. Das untere Niveau ist auf der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord über 450 m Meereshöhe ausgebildet, Reste dieses Niveaus gibt es aber auch noch über 600 m. Noch niedrigere Terrassen liegen über 210 m und um 150 m.

Die Berge westlich des Ulfsfjords und nördlich des Ramfjords, die vorwiegend aus Glimmerschiefern und Gneisen aufgebaut sind, zeigen weniger schroffe Bergformen als die aus Gabbro und Diorit aufgebauten Berge der Lyngen-Halbinsel östlich des Ulfsfjords. Bei jenen sind die alten Verebnungsflächen auch besser erhalten, bei diesen sind dagegen Berge mit Denudationsformen und Karerosion vertreten. Jedoch finden sich, wie Gustav Braun³ hervorhebt, am Lyngenfjord hinter den spitzen Bergen in 1500 m stark vergletscherte Plateauflächen. Auf

³ Gustav Braun, Studien am Kjöf. Geografiska Annaler, Stockholm 1935.

der Halbinsel zwischen Altenfjord und Kvaenangen tritt zwischen den Gneisen und Schiefen des Grundgebirges ebenfalls Gabbro auf. Hier ist jedoch der vorhandene Formenunterschied aus der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit kaum zu erklären. Im Westen der Halbinsel sind die schroffen Kämme vorherrschend, in die auch noch zahlreiche Kare hereingreifen. Gegen Osten zu treten jedoch immer mehr die Hochflächen hervor und die Kämme verschwinden schließlich. Die ausgesprochensten Kammformen wie auch die wenig gegliederten Hochflächen befinden sich im Bereich des Grundgebirges, die aus Gabbro bestehenden Berge sind dagegen in den Übergang zwischen den beiden erwähnten Formentypen eingeschaltet. Daß ein so großer Hochflächen-gletscher wie der Öksfjordjøkel im Gabbrogebiet liegt, zeigt, daß auch im Gabbro alte Verebnungsflächen erhalten sind.

Auf Kvaløen sind alle Niveaus tiefer gelegen als in den vorhergenannten Gebieten. Hier gibt es noch Reste des Gipfelniveaus, das wir auf dem Tromsdalstind kennenlernten. Es erreicht auf dem Svartfjell, dem höchsten Punkt der Insel, 624 m. Ein tieferes Niveau um 450 m entspricht dem oberen Niveau. Es sinkt im Süden auf 360 m, im Norden auf 320 m herab. Eine weitere Terrasse, die dem unteren Niveau gleichkommt, weist die Höhe von 230 bis 270 m auf. Es gibt hier noch am Kvalsund eine Terrasse um 140 m. Über 600 m Höhe ist das Gipfelniveau auf dem Festland südlich des Kvalsunds zu bemerken, um 500 m das obere Niveau, in etwa 300 m das untere Niveau. Es folgt dann noch in der Nähe des Kvalsunds eine Terrasse in 130 bis 160 m. Im Südosten von Seiland tritt das obere Niveau in 540 bis 660 m auf, im Inneren der Insel dürfte sich dieses Niveau in größerer Höhe befinden. Das untere Niveau wurde im Südosten mit einer Höhe von 270 bis 340 m festgestellt.

Wir konnten somit auf eine größere Erstreckung längs der Küste im nördlichen Tromsfylke und im südlichen Finnmark das Vorhandensein mehrerer alter Landoberflächen erkennen. Es sind dies ein Gipfelniveau und ein oberes Niveau, die beide ober den Trögen zu finden sind und daher offenkundig schon vor der Eiszeit vorhanden waren, ferner ein unteres Niveau und bei Alteidet und am Kvalsund außerdem noch eine Terrasse um 150 m.

Wir kamen damit zu ähnlichen Ergebnissen wie bei unseren Untersuchungen in der Umgebung des Ofotenfjords, wo wir⁴ ebenfalls ein Gipfelniveau, ein oberes und ein wahrscheinlich interglaziales unteres Niveau feststellten. Auf Grund der Beobachtungen konnte ich dort auch die Entstehung der alten Landoberflächen rekonstruieren und die wahrscheinliche zeitliche Einordnung vornehmen. Dort konnte ich die Aus-

⁴ Siehe a. a. O.

bildung des oberen Niveaus hauptsächlich dem Miozän zuschreiben. Bezüglich des Gipfelniveaus kam ich zu dem Schluß, daß es entweder in seiner jetzigen hügeligen Form durch Neubelebung der Erosion im Alttertiär unmittelbar aus einer mesozoischen Falebene oder daß das Gipfelniveau durch Abtragung eines noch höheren, fast völlig verschwundenen Niveaus hervorgegangen ist. Die erwähnten Ausführungen fanden wir auch in den hier behandelten Gebieten bestätigt.

Schon in der obgenannten Arbeit wurde gezeigt, daß sich vor allem die erhaltenen Reste des oberen Niveaus, aber auch des Gipfelniveaus heute nicht mehr in einer einheitlichen Meereshöhe befinden, daß sie in der Nähe der Meeresküste meist tiefer liegen als landeinwärts. In der vorliegenden Untersuchung, die sich auf eine größere Fläche erstreckt, sind die absoluten Höhen der einzelnen erhaltenen Niveaureste, wie aus der obigen Zusammenstellung ersichtlich ist, auch recht verschieden. Nicht ihre heutige Meereshöhe ermöglicht ihre zeitliche Einordnung, sondern ihre Lage zu den anderen Terrassen und Verbnungsflächen. Der Hebungsvorgang, der die Bildung dieser verschiedenen Niveaus und Terrassen ermöglichte, konnte somit in dem ganzen Gebiet nicht einheitlich erfolgt sein, die Hebung konnte sich nur blockweise auswirken. Zu beachten ist, daß sie überdies in der Nähe der Sunde geringere Beträge erreicht, so daß es den Anschein hat, als ob die Schollen dort, wo sie an den Schelf grenzen, im Aufsteigen gehemmt würden.

Die Höhenunterschiede zwischen dem Gipfelniveau und dem oberen Niveau betragen beim Tromsdalstind etwa 400 m, auf Kvalö dagegen nur etwa 180 m, südlich des Kvalsunds bis zu 200 m. Die Höhenunterschiede zwischen dem oberen und dem unteren Niveau sind in der Umgebung von Tromsö auf etwa 220 m, bei Alteidet auf etwa 450 m, auf Kvalö auf etwa 180 m, südlich des Kvalsunds auf etwa 200 m, im Südosten Seilands auf rund 300 m anzusetzen, was ebenfalls die blockweise Bewegung anzeigt. In der Umgebung des Kvalsunds ist etwa 130 bis 150 m unter dem unteren Niveau noch eine Terrasse vertreten, bei Alteidet jedoch erst etwa 300 m tiefer. Das untere Niveau liegt in der Umgebung von Tromsö 480 bis 620 m über dem heutigen Meeresspiegel, bei Alteidet 450 m, auf Kvalö 230 bis 270 m, südlich des Kvalsunds 300 m und im südöstlichen Seiland etwa 270 bis 340 m.

Da die Abtragungsflächen und Terrassen unmittelbar über dem Meeresspiegel oder wenigstens in geringer Meereshöhe entstanden sein dürften, geht aus der obigen Aufstellung hervor, daß die Hebung seit dem Ende der Entstehungszeit des unteren Niveaus besonders intensiv vor sich ging, da offenbar bis heute ein viel kürzerer Zeitraum verstrichen ist als von dem Ende der Bildungszeit des oberen Niveaus bis

zum Beginn der Bildungszeit des unteren Niveaus oder gar von dem Ende der Bildungszeit des Gipfelniveaus bis zum Beginn der Entstehungszeit des oberen Niveaus. Die Hebungsintensität nahm also seit dem Ende der Bildungszeit des Gipfelniveaus zu. Dazwischen erlahmte allerdings die Hebung ganz oder verringerte sich in ihrer Intensität erheblich während der Entstehung des oberen und unteren Niveaus und der untersten Terrassen.

Gustav Braun⁵, der in einer ganzen Reihe von Arbeiten, die man in der genannten zitiert findet, unser Wissen über das nördliche Finnland bereichert hat, hat am Kjöl eine Reihe von Untersuchungen in einem größeren Rahmen vorgenommen und Beobachtungen auf schwedischem, finnischem und norwegischem Boden in einen Zusammenhang gebracht. Nach G. Braun hat es am Kjöl eine einheitliche Aufwölbung gegeben. Es sollen keine stärkeren Verbiegungen zu erkennen sein. In unserem Untersuchungsgebiet mußten wir jedoch erkennen, daß in ihm die Hebung blockweise vor sich gegangen war. Auf der schwedischen Seite gibt es nach G. Braun eine Piedmonttreppe. In der Gegend von Tromsö glaubt Braun die Bergformen nur unter der Annahme regelmäßiger Zerschneidung bei gleichmäßigem Aufsteigen deuten zu können. Seinem 1000 m-Niveau rechnet Braun, soweit es die hier behandelten Landschaften oder deren Nachbargebiete betrifft, die Fläche des Öksfjordjökels und die des Seilandsjökels zu. Ein noch höheres Niveau beschreibt Braun von Braeccegelhalde (1260 m), Rieppe (1237 m) und Röjel-Fjeld (1240 m). Es ist dies nach Braun der nordöstlichste Ausläufer jener obersten Stufe im Kjöl, die weiter südlich weithin entwickelt ist (S. 231). G. Braun berichtet auch, daß gegen Alten zu 600 m-Berge auftreten, die sich über dem „Pessinki“-Niveau auf der schwedischen Seite erheben. Unsere Untersuchungen beschränkten sich auf ein viel kleineres Gebiet als die G. Brauns. Bei der Auswertung unserer Beobachtungen ließ es sich aber nicht vermeiden, daß wir zu Folgerungen gelangten, die von denen Brauns abweichen. Im Küstenbereich erwies es sich auch nicht für möglich, die Niveaus nach ihren heutigen Meereshöhen zu benennen, da gleichaltrige Niveaus in der Gegenwart durchaus nicht überall die gleiche Meereshöhe besitzen. Ob in größerer Entfernung von der Küste im Kjöl eine einheitliche Aufwölbung stattfand oder nicht, kann ich nicht beurteilen, da sich meine Untersuchungen nicht tiefer landeinwärts erstreckten.

In einer früheren Arbeit wurde von Gustav Braun⁶ unter anderem darauf hingewiesen, daß um den Altenfjord herum eine auffällige Er-

⁵ Siehe a. a. O.

⁶ Gustav Braun, Das Nordende des Kjölen. Forschungen und Fortschritte, 4. Jahrg., Berlin 1928.



Die verlandete Talung von Breivikeidet. Flußerosion in den jungen Ablagerungen. Berge mit Hochflächen nördlich von Breivikeidet und östlich vom Tromsdalstind.



Tiefer Trog, in dem sich der Vasdalsee befindet. Rechts Graesdalen, im Hintergrund Ausgang des Öksfjords. Kare.



Steilabfall der jungen Ablagerungen östlich von Fagernes am Ramfjord.



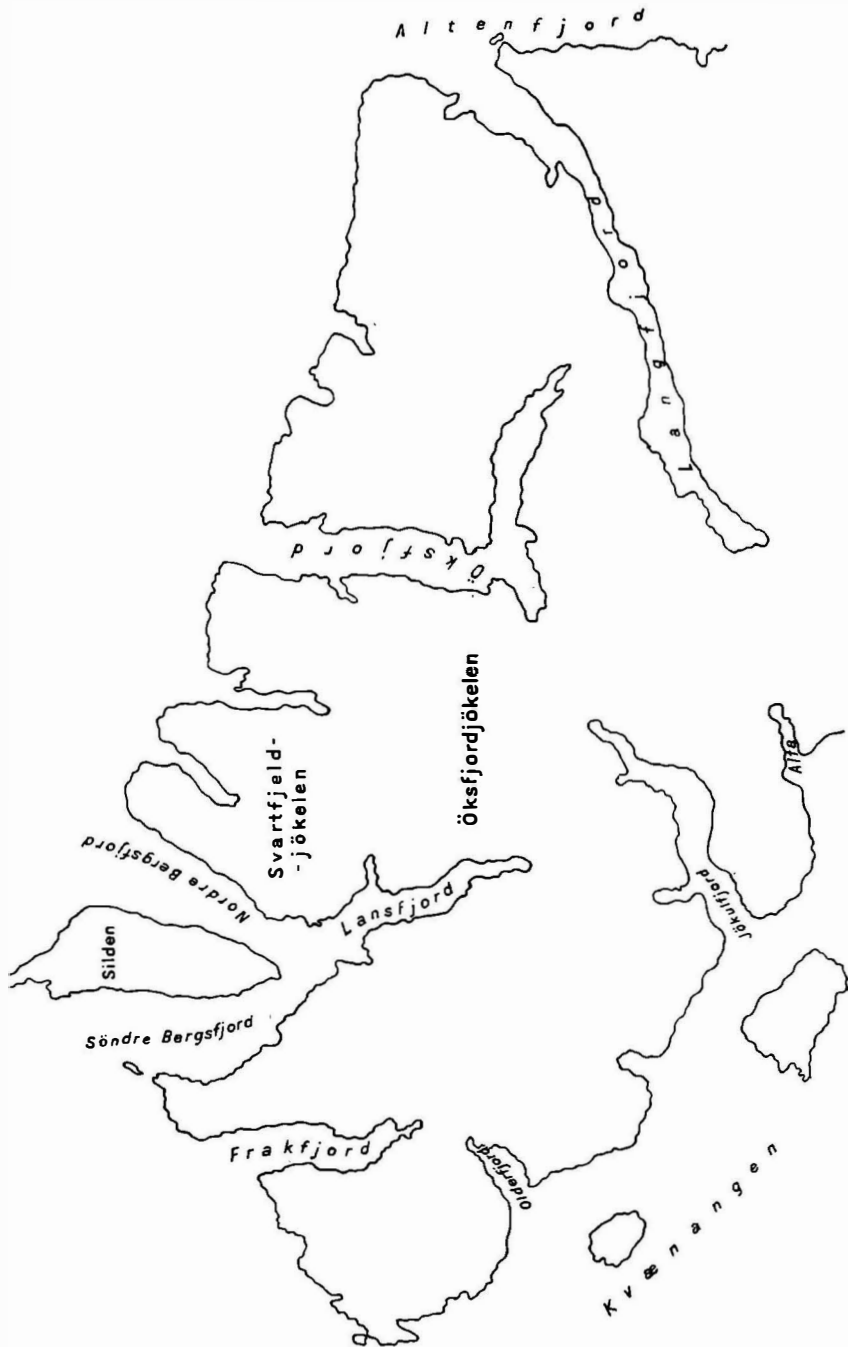
Langfjord. Im Vordergrund die Fortsetzung der Talung gegen Alta.

niedrigung der westskandinavischen Schwelle zu beobachten sei. Das ganze Innere des Nordendes des Kjöl zählt Braun einem 450 m-Niveau zu, dem 600 m-Berge aufgesetzt sind. Außerdem wird ein 800 m-Niveau erwähnt, über dem sich ein weitverbreitetes 1000 m-Niveau erhebt. Bei diesem werden auch hier die Hochflächen des Öksfjordjökel und des Seilandsjökel genannt. Es wird auch noch berichtet, daß der Rand des 1000 m-Niveaus südlich von Kvänangen vorbeizieht und bei Skjervøy nach Süden umbiegt. Über das 1000 m-Niveau ragt nach G. Brauns Ausführungen ein 1400 m-Niveau als oberste Stufe auf, das am Lyngenfjord sein Nordende hat. Über das 1400 m-Niveau ragt nach Braun noch der Jaeggevarre mit 1915 m empor. Eine nähere Parallelisierung dieser einzelnen Niveaus mit unserer Einteilung kann auch deshalb schwer vorgenommen werden, da zu wenig Beispiele, die von beiden Seiten behandelt wurden, vorliegen.

Zur Frage der Entstehung der Fjorde.

Auf den Halbinseln westlich des Öksfjords ist nach der Oberflächengestaltung der Landschaft mit einer länger dauernden Lokalvergletscherung gegen das Ende der Eiszeit zu rechnen. Kare wurden hier auch noch in ziemlich geringer Meereshöhe ausgebildet. Die Berge haben vielfach Kämme und Grate. Die alten Abtragungsflächen fehlen hier nicht völlig, sie sind aber doch weniger ausgedehnt als östlich des Öksfjords oder nördlich von Breivikeidet. Es ist wohl wahrscheinlich, daß noch größere Reste der Abtragungsflächen unter dem Eis der drei großen Hochflächengletscher, des Öksfjordjökel, des Langfjordjökel und des Svartfjeldjökel verdeckt liegen, sonst tritt aber der Hochflächencharakter in der Landschaft ganz zurück. In diesem Gebiet greifen nun einzelne Fjorde tief herein. Die Fjorde verlaufen auch nicht etwa nur nach einer Richtung, sondern haben einen radialen Verlauf. Immerhin kann aber doch von einem Überwiegen der beiläufig Nord—Süd verlaufenden Fjorde gesprochen werden. Der radiale Verlauf läßt es jedenfalls nicht zu, daß alle diese Fjorde gleichzeitig durch die abtragende Tätigkeit einzelner Gletscherzungen, die vom Inlandeis abzweigten, oder der geschlossenen Inlandeismasse selbst geschaffen worden sind. Dies scheint somit dafür zu sprechen, daß es nördlich von Alteidet und nördlich des Langfjords eine einheitliche selbständige Eismasse wenigstens während eines Teiles der Eiszeit gab. Dies läßt sich schon vor der Beantwortung der Frage nach der ersten Bildungsursache dieser Fjorde aussagen, da alle diese Fjorde glazial überarbeitet sind.

Jökelfjorden beginnt am Fuße des Öksfjordjökel. Der Abfall vom Gletscher zum Fjord ist überall sehr steil. Auch bei größerer Mächtigkeit des Gletschers



Kartenskizze der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord.

ist hier ein Fließen großer Eismassen in den Fjord nicht zu erwarten, es müßte denn schon überhaupt das ganze Gelände ringsum von Eis bedeckt sein, so daß auch weiter auswärts ein Hereinströmen des Eises möglich wäre. Vom innersten Ende des Jökelfjords führt ein ganz schmales Hochtal zum Öksfjord. Gegen den Jökelfjord ist der Abfall recht steil; der hier herabfließende Bach hat daher nur einen kurzen Lauf. Gegen den Öksfjord ist der Abfall im oberen und mittleren Teil der Talung weniger steil. Über die Paßhöhe mit einer Meereshöhe von über 500 m konnte in der Eiszeit, da die Talung sehr schmal ist, nur ein kleiner Eisstrom zwischen den beiden Fjorden fließen. Der mittlere Teil des Jökelfjords wurde in den jüngeren Abschnitten der Eiszeit vielleicht noch von Alteidet her über das Tal des Vikselven gespeist. Es gibt hier nämlich eine vom Tal des Alteidelv zum Jökelfjord durchgehende Talung mit einer Wasserscheide in wenig über 200 m Höhe. Der größte Teil dieser Talung ist heute gegen den Jökelfjord zu abgedacht. Der äußere Teil des Jökelfjords erhielt über den Tverfjord einen Zufluß aus dem Gebiet des Langfjordjökels.

Östlich und westlich von Silden befinden sich die beiden Teile des Bergsfjords, Nordre und Søndre Bergsfjord genannt. Die südliche Fortsetzung heißt Langfjord, die mit dem östlich von Alteidet gelegenen Langfjord nicht verwechselt werden darf. Auch zwischen dem südlichsten Langfjord und dem Jökelfjord besteht eine Verbindung durch ein schmales Hochtal, dessen Wasserscheide über 420 m liegt. Heute dacht sich diese Talung zu beiden Fjorden hin ab. Gegen den Langfjord fällt sie bei 300 m tief steil ab. Ein mächtiger Eisstrom konnte hier auch nicht geflossen sein, was wir der geringen Breite der Talung entnehmen. Der Langfjord wurde aus dem Gebiet des Öksfjordjökels, des Langfjordjökels und des Svartfjelljökels gespeist. Auffällig ist die Zweiteilung des Fjords in den Søndre und Nordre Bergsfjord, wodurch Silden zur Insel wurde.

Recht klein ist das Gebiet, aus dem das Eis ehemals zum Frakfjord geflossen sein kann. Es kommt dafür einmal das Kanestäl in Betracht, das wohl zum Olderfjord hinausmündet. Es kann jedoch das Eis bei entsprechender Mächtigkeit auch über das Middagsfjell nach Norden geflossen sein. Der Westhang des Fjords reicht bis über 900 m empor und trägt mehrere Kare, der Osthang ist dagegen viel niedriger. Dieser liegt im Durchschnitt unter 500 m Höhe.

In dem fast einen Halbkreis bildenden Reinfjordtal, das vom Older- zum Reinfjord zieht, dürfte das Eis aus der Gegend des Langfjordjökels zuerst gegen Westen geflossen sein, sich aber dann geteilt haben und nach Nordwesten, bzw. Südwesten abgebogen sein. Damit dieses eigenartig geformte Tal entstehen konnte, war wohl nötig, daß schon vor der Vergletscherung von beiden Seiten hereingreifende kleine fluviatile Täler bestanden. Diese mußten einander mit ihren Talanschlüssen schon ganz nahe gerückt gewesen sein.

Ziemlich unvermittelt und ohne Anschluß an ein Tal beginnt der Öksfjord, der sich im innersten Teil nach Südosten richtet. Südlich von ihm sind Hochflächen von über 500 m Höhe. Im Nordosten sind Hochflächen über 600 m und 800 m Höhe vorhanden. Das innerste Ende des Öksfjords kommt an den Langfjord bis auf etwa 4 km heran. In diesem Fall ist es besonders unklar, woher die Eismassen kamen, die die Ausarbeitung des Fjords geleistet haben sollen. Wir haben ja schon erwähnt, daß sich wenige Kilometer südlich des Öksfjords der Langfjord und die Talung von Alteidet befinden, die den Eiszufluß von Süden her ablenken mußten. Nur eine außerordentlich mächtige Eismasse, für die die Höhen zwischen Langfjord und Öksfjord kein Hindernis sein konnten und die wegen ihrer Mächtigkeit auch nur zum kleinen Teil durch den Langfjord abgelenkt werden konnten,

vermochten den nötigen Eiszustrom zum Öksfjord zu liefern. Für die glaziale Ausarbeitung des Öksfjords muß also gerade das Inlandeis in Frage kommen, während die anderen nach Norden und Westen gerichteten Fjorde eher durch eine ausgedehnte Lokalvergletscherung, durch eine auf den Hochflächen der Halbinsel liegende selbständige Eismasse ihre Ausgestaltung erfuhren. Dieses Hereindringen des Inlandeises in den Öksfjord war wohl im Altquartär vor der Bildung des unteren Niveaus, das sich in dieser Gegend um 450 m befindet, möglich, da damals die Rinne des Langfjords noch nicht so tief war und sich noch keine so hohe Bergmauer dem Eis entgegenstellte. Daß der Öksfjord im Jungquartär verhältnismäßig frühzeitig eisfrei wurde, darauf deutet auch hin, daß sich an den Hängen des Fjords in geringer Meereshöhe Kare befinden. Diese mußten somit in einer Zeit entstanden sein, in der die Schneegrenze noch eine niedrige Lage hatte. Die erste Anlage des Öksfjords muß jedenfalls vor der Eiszeit bereits bestanden haben, da die Entstehung dieses eigenartig gewinkelten Fjords durch Eisarbeit allein nicht denkbar ist.

Langfjorden liegt quer zu den eben behandelten Fjorden, die nach Norden gerichtet sind. Vom innersten Langfjord sind in einer Höhe von 150 m Reste eines ehemaligen Talbodens zu beobachten, die einen durchgehenden Talverlauf zum Altafjord zeigen. Es ist möglich, daß hier Eis hindurchfloß zu einer Zeit, in der das Inlandeis in dieser Gegend bereits eine so geringe Mächtigkeit besaß, daß es durch den Graben des Langfjords abgelenkt werden konnte. Freilich mußte der Fjord bereits existieren und es konnte sich um diese Zeit nur um eine weitere Vertiefung und Ausarbeitung handeln.

Nach dem Vorhergehenden dürfte hier nördlich der Linie Alta—Langfjord während der Eiszeit nicht nur die Bewegungsrichtung des Eises, sondern auch der Gletschertyp gewechselt haben. Nur in einem Teil der Eiszeit kann das Inlandeis diese Halbinseln geschlossen überdeckt haben, in einem anderen mögen nur mehr einzelne Lappen oder auch Zungen den Rand des besprochenen Gebietes erreicht haben, wieder in einem anderen Abschnitt der Eiszeit dürfte es auf unserem Gebiete eine große, selbständige Eismasse gegeben haben, von der einzelne Zungen wegströmten, und schließlich waren gegen das Ende der Eiszeit die heutigen Plateaugletscher in größerer Ausdehnung vorhanden, zu denen sich noch Kargletscher an den Hängen gesellten. Diese lokale Vereisung muß hier sogar ziemlich langgedauert haben, da es hier zahlreiche und auch große Kare gibt und aus der ehemaligen Verebnungslandschaft ein abwechslungsreiches Relief mit vielen Kämmen herausgearbeitet wurde. Auf den Halbinseln westlich von Søndre Bergsfjord—Langfjord ist die Landschaft derart stark zerschnitten, daß wir zu der Ansicht kommen müssen, daß der Lokalvergletscherung hier, wenn nicht die ganze Eiszeit, so doch ein großer Teil davon zur Verfügung gestanden ist.

Man wird der Abtragung durch das Eis kaum die Entstehung dieser Fjorde, in denen sich einzelne Wände bis zu 1000 m über den

Meeresspiegel erheben, von den ersten Anfängen bis zum heutigen Zustand zuschreiben können. Das wird um so weniger möglich sein, als infolge des in einigen Fällen gegeneinander gerichteten Fjordverlaufes eine gleichzeitige Abtragung in allen Fjorden nicht möglich ist. Wie der Verfasser schon bei der Besprechung der Talbildung in der Umgebung des Ofotenfjords ausführte, so möchte er auch hier betonen, daß nach der ganzen Sachlage schon vor Beginn der Eiszeit die Bildung dieser Fjorde eingesetzt haben muß. Es wäre eben sonst nicht vorzustellen, warum das Eis gerade längs dieser Linien so tief ausgeschürft habe. Hier, wo die Fjorde tief in das Land hineingreifen und sogar gegeneinander gerichtet sind, ist es um so wahrscheinlicher, daß das Eis bereits Täler vorfand und sie nicht erst zur Gänze geschaffen hat. Die fluviatile Vorarbeit erscheint damit zur Erklärung unentbehrlich. Ob damit eine vollständige Erklärung möglich ist, wird uns noch weiter unten beschäftigen. Wenn man hier viele Anzeichen für eine langdauernde Lokalvergletscherung findet, muß man auch beachten, daß der Inlandeisstrom in die breiten Fjorde (Kvaenangen und Altenfjord) seitwärts der Halbinsel abgelenkt werden konnte.

Aus der heutigen Landschaft ist auch schwer zu erkennen, wie es zur Bildung des bis über 4 km breiten Søndre Bergsfjord gekommen sein mag. Dieser ist vom südlichsten Teil des Nordre Bergsfjord und dem sich im Süden anschließenden Langfjord nur durch die bloß 60 m hohe Insel Maröen getrennt. Nördlich davon trennt die beiden Fjorde die Insel Silden. Es konnte nun vor der Eiszeit entweder im jetzigen Nordre Bergsfjord und Langfjord ein einheitliches Tal gegeben haben oder das Tal verlief über den Langfjord und den Søndre Bergsfjord. Der Bach des Nordre oder der des Søndre Bergsfjordtales mußte dann die Wasserscheide zwischen den beiden Tälern beseitigt und so die Gabelung herbeigeführt haben.

Daß von Alta zum Langfjord über 150 m Höhe eine durchgehende Talung vorhanden ist, wurde schon erwähnt. In einer Höhe von etwa 150 m sind noch Terrassenreste anzutreffen. Unterhalb dieser Höhe hat sich erst eine Abdachung nach zwei Seiten einerseits zum Langfjord, andererseits gegen Alta ausgebildet. Wie soll man dies nun erklären? Gab es hier in vorglazialer Zeit überhaupt schon ein Tal? Es ist nicht einzusehen, wie im Langfjord, der zu den meisten anderen benachbarten Fjorden quer verläuft, das Eis so erodierend wirken sollte, wenn nicht schon ein Tal vorhanden war, das das Eis in größerer Mächtigkeit aufzunehmen vermochte. Woher der Eisstrom, der dem Verlauf des Langfjords folgte, kommen konnte, ist nach der Verteilung des Meeres und Landes ringsum schwer zu bestimmen. Eine stärkere Eisbewegung in diesem Fjord ist nur denkbar für die Zeiten des Vorstoßes und des

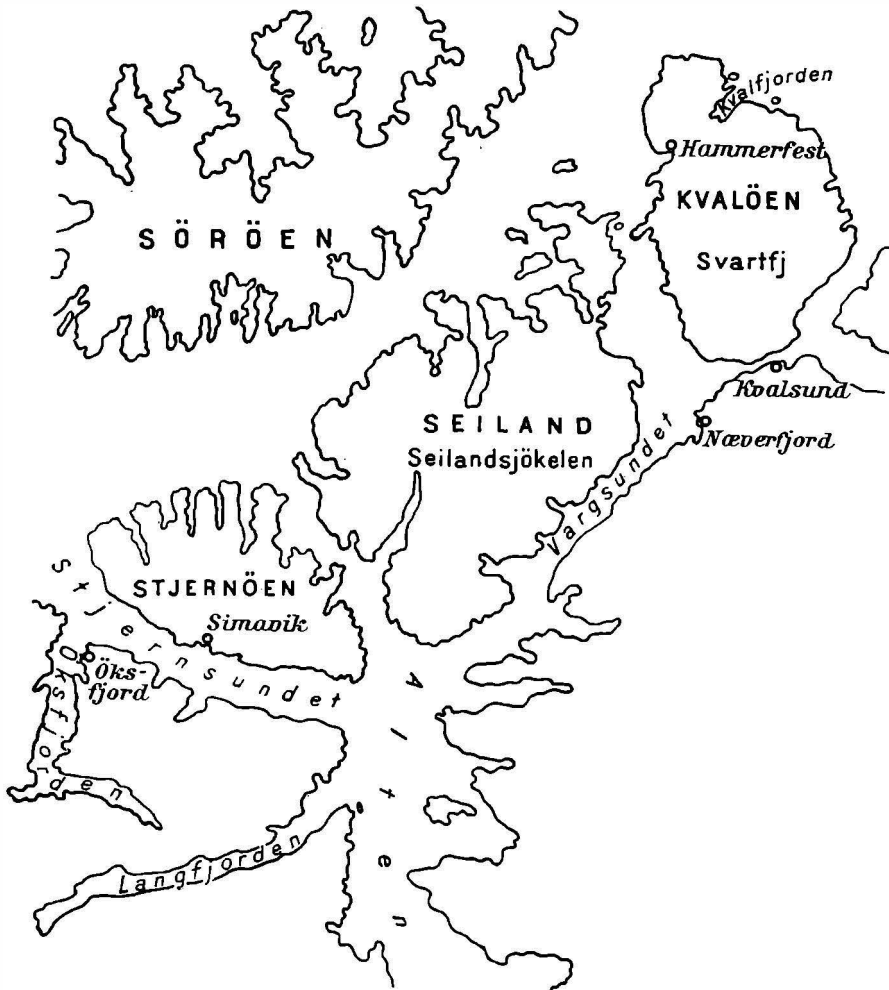
Rückzuges des Inlandeises, wenn es gerade noch bis zum Langfjord reichte, die Nordhänge des Fjords nicht mehr zu überschreiten vermochte und nun den Fjord hinausströmte. Zu einer Zeit, in der sich das Inlandeis noch weiter im Norden ausbreitete, ist wohl nur ein Stagnieren des Eises im Fjord wahrscheinlich.

Es gibt auch keine rezenten Gletscher in der Umgebung des Langfjords, so daß für die spätglaziale Zeit im Langfjord kaum noch eine große Gletscherzunge zu erwarten ist. Die Kargletscher der Südseite des Fjords vermochten natürlich nicht den Fjord mit Eis auszufüllen. Wenn also wohl bereits vor der Eiszeit ein Tal aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden war, stellt sich uns die schwierige Frage, wo denn dieses Tal seinen Anfang genommen haben soll, da es doch vom Langfjord nach Alta herüberreicht, also von Kvaenangen zum Altenfjord. Es ist nämlich hier keinerlei Talschluß zu beobachten. Zwischen dem Langfjord und Alta ist zwar Festland anzutreffen, es ist aber der niedrigste Punkt der Wasserscheide dazwischen nur 90 m über dem Meer gelegen und somit würde schon eine Senkung des Landes um nur 100 m die beiden Fjorde miteinander verbinden und die Fjorde zu einem Sund machen. Die Talung Langfjord—Alta hat somit wohl ebensowenig wie die Sunde ihren ersten Ursprung in fluviatiler Abtragung.

Aus alldem geht hervor, daß zur Entstehung wenigstens einzelner dieser Fjorde nicht bloß die glaziale Erosion, sondern auch die Verbindung zwischen voreiszeitlicher fluviatiler mit der glazialen nicht recht ausreicht. Wir können wohl die verwickelten Eisströmungsverhältnisse der Eiszeit nicht mehr genügend genau und vor allem auch nicht in richtiger zeitlicher Aufeinanderfolge rekonstruieren, es bleibt aber trotz aller nicht genügend einschätzbaren Möglichkeiten der glazialen Abtragung ein ungeklärter Rest.

Söröen hat auf seiner Südseite dicht nebeneinander eine Anzahl von Fjorden, die etwa bis zu 6 km lang und bis über 2½ km breit sind. Die Erhebungen erreichen auf Söröen nicht mehr die Höhen, wie sie auf den Halbinseln bei Öksfjord anzutreffen sind. Die höchsten Erhebungen sind bei 650 m. Diese Höhe wird nur an wenigen Punkten in den südlichen Randgebieten erreicht. Sonst sind Höhen zwischen 400 und 550 m am häufigsten. In diesen Höhen halten sich die auch hier vertretenen alten Abtragungsflächen. Am Südrand sind jedoch vielfach Kämme vorhanden. Die Nord—Süd-Erstreckung der Insel ist besonders in ihrem mittleren Teil, wo von beiden Seiten breite Fjorde hereingreifen, gering und beträgt im Durchschnitt etwa 10 km. Die Entfernungen zwischen den äußersten Landzungen betragen in der Nord—Süd-Erstreckung mehr als das Doppelte. Wie schon erwähnt, werden die Fjorde der Südseite

bis zu 25 km breit. Es besteht hier also ein arges Mißverhältnis zwischen dem Flächenausmaß der Insel und den Fjorden. Diese nach Süden gerichteten Fjorde konnten nur durch Eismassen, die sich auf der Insel selbst befanden, bearbeitet worden sein. Da ist



Kartenskizze der Landschaft zwischen Öksfjord und Kvalö.

aber das zur Verfügung stehende Nährgebiet viel zu klein, um eine so intensive Abtragungslarbeit zu leisten. In einen dieser Fjorde, den Oifjord, münden von Norden mehrere Bäche ein. Die oben angegebene Breite trifft für diesen Fjord zu, der wegen seiner im Vergleich zur Länge recht großen Breite keinen talartigen Eindruck macht. Sein Hinterland im Norden reicht teilweise über 400 m hinauf, teilweise nur

über 300 m. Auf jeden Fall konnte sich hier in der Eiszeit eine größere Vergletscherung nur bilden, solange die Schneegrenze in geringer Höhe über dem Meeresspiegel lag.

Es erscheint somit die Erklärung dieser Fjorde auf Söröen weder durch die glaziale Abtragung allein, noch auch durch eine Aufeinanderfolge von fluviatiler Erosion und glazialer Abtragung in befriedigender Weise möglich zu sein. Zur weiteren Klärung dieser Frage ist wohl auch noch eine geologische Kartierung erforderlich, um auf Grund der genauen Kenntnis der vorhandenen Gesteine deren Widerstandsfähigkeit ins Kalkül ziehen zu können. Die Fjorde auf der Südseite von Söröen sind ihrer Form nach von anderem Typus als die Fjorde nördlich von Alta—Langenfjord. Die Fjorde Söröens machen den Eindruck, daß man es hier mit einer Überschwemmung zu tun hat, wodurch die tiefsten Randteile der Insel unter Wasser gerieten. Jedenfalls sind die Fjorde Söröens in ihrer ersten Anlage durch andere Vorgänge entstanden als die langen, talartigen Fjorde der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord.

Beachtenswert ist auch, daß auf Söröen viele Fjorde vorhanden sind, obwohl es auch nur Höhen bis zu 650 m erreicht, während auf dem etwa gleich hohen Kvalö Fjorde fast fehlen. Der einzige, etwas tiefer in das Land hineingreifende Fjord auf Kvalö, nämlich Kvalfjorden, wird nur von Höhen bis zu 372 m umgeben. Im Süden und Westen erreichen diese nicht einmal 300 m. Dieser Fjord schneidet in die Insel auf ihrer Nordseite ein und ist somit vom Festland möglichst weit entfernt. Auf Söröen sind die Fjorde radial nach allen Seiten gerichtet, so daß das Inlandeis, das vom Festland her kommen mußte, nicht mitgewirkt haben kann. Nicht zu übersehen ist, daß Söröen, das viel mehr Fjorde hat als die benachbarten Inseln Kvalö, Seiland und Stjernö, am weitesten im Meer draußen liegt.

Die meisten Fjorde in unserem Untersuchungsgebiet sind an ihrem äußeren Ende am breitesten. Dies ist, wenn der Fjord durch Gletscherzungen allein ausgearbeitet sein sollte, nicht verständlich, da doch die Gletscherzungen talauswärts immer mehr an Mächtigkeit und Erosionskraft verlieren.

Nach diesen Ausführungen können wir feststellen, daß weder die Fjorde der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord noch die von Söröen nur auf glaziale Ausschüfung zurückzuführen sind. Die Anlage wenigstens einzelner Fjorde scheint aber auch nicht durch Flußerosion und eine spätere glaziale Überarbeitung allein erklärbar zu sein. Jedenfalls hat eine voreiszeitliche Erosion und in der Eiszeit eine glaziale Bearbeitung an der Bildung der Fjorde mitgewirkt. Doch scheint es, daß wenigstens nicht in allen

Fällen diese Kräfte ausgereicht haben, um die Fjorde zu schaffen.

Eine größere Anzahl von Autoren hat Bruchspalten in verschiedenen skandinavischen Fjorden nachgewiesen, wie z. B. Th. Kjerulf⁷, W. C. Brögger⁸, H. Reusch⁹ und J. J. Sederholm¹⁰. Nach Sederholm war die vom Eis ausgeführte Arbeit hauptsächlich „eine steinbrechende, wobei es nach Art des Steinmetzen Nutzen aus der natürlichen Zerklüftung der Felsen zog“ (S. 32). Nach Erich v. Drygalski¹¹ sind die Fjorde zwar glazial überarbeitet, doch anders angelegt. Ihre Geselligkeit, ihre Bindung an die ältesten Gesteine und deren Klüftungen und ihre steilwandigen Formen lassen sie nach Drygalski nicht allein auf die exogenen Kräfte, sondern auch auf die Kontraktionsvorgänge der polaren Gebiete zurückführen.

Im Gegensatz zu den vorher genannten Verfassern steht H. W. son Ahlmann¹², der in einem anderen Teil Nordnorwegens eingehende Untersuchungen angestellt hat, auf dem Standpunkt, daß zur Erklärung der tiefeingeschnittenen Fjorde West- und Nordnorwegens nur die Eisabtragung allein in Frage komme. Dieser Ansicht können wir auf Grund der Erfahrungen in unserem Gebiet nicht zustimmen.

Nach J. W. Sandström¹³ sind die Fjorde Spalten in der Erdkruste, die durch Zusammenschieben der beiden Seiten restlos zum Verschwinden gebracht werden könnten.

J. W. Gregory¹⁴ behandelte das Fjordproblem in einer umfangreichen Arbeit auf Grund der Untersuchungen über die Fjorde und die fjordähnlichen Küsten der ganzen Welt. Er stellte zusammen, was gegen die Entstehung durch Gletschererosion spricht, und kam zu dem Schluß, daß die eigentliche Ursache der Entstehung der Fjorde in tektonischen Bewegungen zu suchen sei.

⁷ Th. Kjerulf, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegens. 1886.

⁸ W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund—Skien. *Nyt Mag. for Naturvidenskab.* XXVIII, 1883.

⁹ H. Reusch, Norges Relief. *Norges Geol. Undersökelse*, Aarboeg for 1900.

¹⁰ J. J. Sederholm, Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, Nr. 37, Helsingfors 1913.

¹¹ Erich v. Drygalski, Die Probleme der Polarwelt. *Petermann's Mitt.* 81, Gotha 1935.

¹² H. W. son Ahlmann, *Geomorphological studies in Norway*. *Geografiska Annaler*, Stockholm 1919.

¹³ J. W. Sandström, Geophysische Untersuchungen im Nordatlantischen Meer. *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, Bd. 44, Leipzig 1935.

¹⁴ J. W. Gregory, *The nature and origin of fiords*. London 1913.

Kurt Wegener¹⁵ hat vom geophysikalischen Standpunkt aus zur Frage der Entstehung der Fjorde folgendermaßen Stellung genommen: „Fjordbildung allgemein läßt sich vom Standpunkt einer Physik der Erde aus nur so deuten, daß eine Verbreiterung der Kontinentaltafel eingetreten ist. Da wir die Fjordbildung nur da finden, wo die Geologie aus Gletscherschliffen und anderen Umständen frühere Eisbedeckung angenommen hat, wird es plausibel, die Fjordbildung auf Verbreiterung des Kontinents infolge der Eisbelastung zurückzuführen“ (S. 109). Kurt Wegener meint, daß das Sima verdrängt wird, wenn die Festlandsscholle durch das daraufliegende Eis schwerer geworden ist. Dies geht nicht schnell genug vor sich, daher dehnt sich das Festland seitwärts aus wie ein ausgewalzter Teig und hat an den Rändern Risse erhalten. Ganz ähnlich hat sich auch Alfred Wegener¹⁶ geäußert. Auch nach ihm sucht sich die belastete Festlandsmasse auszudehnen und bekommt radiale Risse.

Wie die obigen Berichte zeigen, wird bereits vielfach die glaziale und fluviale Erosion als nicht ausreichend für die Entstehung der Fjorde angesehen. Die Erklärung mit Hilfe der Eisbelastung kann wohl auch nicht völlig ausreichen, da die erste Anlage der Fjorde mindestens in das Präglazial zurückreicht. Auch J. W. Gregory hat darauf hingewiesen, daß fjordähnliche Bildungen auch in niedrigeren Breiten vorkommen, wo es kein Inlandeis gab, wo also auch nicht der Druck auf das Sial vom Eis ausgeübt werden konnte. Wenn es hauptsächlich der Druck des Inlandeises gewesen sein sollte, der die Fjordbildung veranlaßte, dann müßten in unserem Untersuchungsgebiet gerade am Rand des Festlandes besonders viele Fjorde sein. Auf den Halbinseln und Inseln, wohin das Inlandeis zum mindesten nur in geringerer Mächtigkeit und während kürzerer Zeit kam, müßten sie dagegen wenig oder gar nicht vertreten sein.

Wenn die langen, talartigen Fjorde, wie wir sie von der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord beschrieben haben, durch das Auseinanderweichen von Festlandsmassen entstanden sind, haben sie dadurch wohl auch ihre steilwandige Form bekommen. Die Eisbedeckung hingegen verhinderte die Einwirkung der Atmosphären. Die steilwandige, trogartige Form wurde dann nicht so sehr durch das Eis geschaffen als durch das Eis konserviert. Hätte das Eis nicht die Einwirkung der Atmosphäre verhindert, wäre dagegen der Hang längst abgeschrägt worden, besonders dann, wenn der Riß nur allmählich tiefer hinuntergreift. Gerade das Inlandeis vermochte, da es auch die höch-

¹⁵ Kurt Wegener, Die Physik der Erde. Leipzig 1934.

¹⁶ Alfred Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Die Wissenschaft, Bd. 66, Braunschweig 1929.

sten Teile des Gebirges überdeckte, einen viel besseren Schutz gegen die Wirkung der Atmosphärien zu geben als einzelne Gletscherzungen, die doch die höchsten Bergformen nicht zu überdecken vermochten, die also auch einen mehr oder weniger großen Teil der Hänge eisfrei ließen. Die Trogform ist dann als eine konservierte Spalte mit glazialer Überarbeitung aufzufassen. Die ersten Anfänge der Spaltenbildung reichen jedenfalls bis in das Präglazial zurück, nur konnte sich damals infolge ständiger Flußerosion und der Hangverwitterung keine Trogform bilden. Die fjordähnlichen Täler, die von J. W. Gregory näher beschrieben werden, sind auch durch die Denudation verändert worden, da für sie die Konservierung durch das Eis nicht zutraf. Am Beginn und am Ende einer Eiszeit stand dem Inlandeis Verwitterungsschutt zur Verfügung, womit das Eis seine Erosionsarbeit durchführen konnte, die somit in den fjordähnlichen Tälern niedriger Breiten fehlen muß.

Wir wollen jedoch bei unserem Untersuchungsgebiet selbst bleiben und die Erfahrungen, die wir hier gewonnen haben, nicht ohne vorherige nähere Bearbeitung auf alle Fjorde ausdehnen. Immerhin konnten wir feststellen, daß auch aus anderen Gebieten verschiedenen Bearbeitern die Überzeugung erwuchs, daß die fluviatile und glaziale Bearbeitung die Entstehung der Fjorde nicht voll erklären kann. Die Sunde, die sich in unserem Untersuchungsgebiet zwischen den Inseln und dem Festland befinden, unterscheiden sich von den Fjorden nur durch ihre große Breite und dadurch, daß sie infolge ihres Verlaufes parallel zur Festlandsküste nach zwei Seiten offen sind. Die Frage der Entstehung der Sunde ist von der Entstehung der Fjorde nicht zu trennen. Trogformen sind an den Küsten der Sunde ebenso zu finden wie an den Fjordküsten. Die Sunde verlaufen vielfach quer zu den Fjorden. Daß das Eis am Ende der Fjorde gerade eine quer zu diesen verlaufende Richtung eingeschlagen hätte, wenn es nicht durch eine bereits vorhandene Rinne dazu gezwungen war, ist kaum zu erwarten. So verläuft Stjærnsund quer zum Öksfjord, Sörösund quer zu den Fjorden der Südküste Söröens und der Nordküste Stjernös und Seilands und der Astafjord, der kein Fjord im gewöhnlichen Sprachgebrauch, sondern eine Meeresstraße zwischen dem Festland und Rollö und Andorjö ist, quer zu den Fjorden Gratangen und Lavangen. Für die Entstehung der Sunde präglaziale Flußerosion verantwortlich zu machen, geht nach der von ihnen eingenommenen Richtung und der beiderseitigen Öffnung auch nicht an.

Wir glauben damit über ausreichende Gründe zu verfügen, um die Entstehung der Fjorde und Sunde in unserem Untersuchungsgebiet in Nordnorwegen nicht allein der Eis- und Flußarbeit zuzuschreiben. Wenn

nach Kurt Wegener die Fjordbildung vom Standpunkt der Physik der Erde nur so zu deuten ist, daß eine Verbreiterung der Kontinentaltafel eingetreten ist, möchten wir darauf hinweisen, daß dies nicht bloß durch Eisbelastung, sondern auch durch einen Druck von unten geschehen sein kann. Nur einer umfassenderen Untersuchung ist es wohl möglich, zu klären, ob dies jener allgemeine Ausdehnungsdruck aus dem Erdinnern ist, auf den der Verfasser¹⁷ in seiner Arbeit über die Entstehung der Ozeanbecken hingewiesen hat, oder ob es sich vielleicht um einen Druck absteigender oder aufsteigender Simaströme am Rand der Kontinente handelt, die gegenüber dem Sial mit einer relativen Bewegung begabt sind. Der Verfasser¹⁸ muß auch dafür auf eine seiner früheren Arbeiten verweisen, wo diese relativen Bewegungen des Sials gegen das Sima behandelt wurden. Daß die Fjorde vorzugsweise auf den Westküsten der Kontinente anzutreffen sind, worauf J. W. Gregory näher zu sprechen kommt, mag darauf hindeuten, daß vielfach ein Zusammenhang mit der relativen Bewegung des Sials gegen das Sima besteht. Selbstverständlich kann in der Eiszeit eine Verbreiterung der Kontinentaltafel noch intensiver vor sich gehen, wenn der Druck von unten und der Druck durch das auflagernde Inlandeis zusammenwirken. Die Hauptursache scheint jedoch dem Verfasser nach den obigen Ausführungen in einem von unten wirkenden Druck zu bestehen. Damit sieht er sich in voller Übereinstimmung mit J. W. Sandström¹⁹, der die Fjordbildung der Landhebung zuschreibt, da sie am Rande des Hebungsbereiches vorkäme, wo die Erdkruste durch die Hebung eine starke Konvexität erhalten habe.

Die gegenwärtige Lage der Schneegrenze.

Zur Bestimmung der Schneegrenze im Gebiet der beiden Lyngenthalbinseln steht dem Verfasser nur wenig Material zur Verfügung. Auf der östlichen Lyngenthalbinsel verhinderte andauerndes Schlechtwetter mit Nebel bis zum Meer herunter jede Untersuchung und ließ es ungerechtfertigt erscheinen, hier noch mehr kostbare Zeit im Abwarten eines besseren Wetters zu vergeuden. Außerdem ist für das Gebiet der Lyngenthalbinseln Topografisk Kart over Norge 1:100.000 nicht erschienen. Es wären freilich gerade in dem Gebiet der östlichen Lyngenthalbinsel nähere Untersuchungen sehr erwünscht, da es sich um das am stärksten vergletscherte Gebiet Nordnordwegens handelt.

Die westliche Lyngenthalbinsel ist weitaus weniger vergletschert als die östliche. Auch die Schneegrenze dürfte auf der westlichen Halbinsel ziemlich hoch

¹⁷ Josef Keindl, Die Entstehung der Ozeanbecken. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. IX, Berlin 1936.

¹⁸ Josef Keindl, Ein Beitrag zur Frage der epi- und orogenetischen Bewegungen. Mitt. der Geogr. Ges., Bd. 77, Wien 1934.

¹⁹ Siehe a. a. O.

liegen. Der 1238 m hohe Tromsdalstind trägt z. B. keine Vergletscherung. Auf der Nordseite des Berges, auf Rauryggen in 770 m und in Ramfjordbannet mit 500 m Höhe, lagen in der zweiten Julihälfte 1935 wohl noch einzelne große Schneeflecken. Die unterste Grenze der dauernden Altschneeflächen dürfte somit in einer Höhe von rund 500 m liegen. Ende Juli 1935 reichten Altschneeflächen auf der Nordseite und noch reichlicher auf der Südseite weitere 100 m tiefer herab. Wenn die Hänge des Tromsdalstind in größeren Höhen stellenweise schneefrei waren, ist das zum Teil auf das Abrutschen des Schnees im steilen Gelände und auf den Wind zurückzuführen, der die Ablagerung des Schnees auf dem Kamm erschwert. Da der Tromsdalstind eine Steilform besitzt und in größerer Höhe keine ausgedehnten schwach geneigten Flächen zur Verfügung stehen, ist die Gletscherbildung auf dem Tromsdalstind sehr erschwert. Trotz der Höhe von über 1200 m hat er deshalb keine Vergletscherung, während die Eisfläche Frostisen südlich des Ofotenfjords auch nur eine Meereshöhe von 1250 m erreicht.

Die Schneegrenze ist also im Gebiet des Tromsdalstind örtlich höher hinaufgeschoben. Einen Gletscher zeigt überhaupt keine der Höhen nördlich von Breivikeidet. Die Höhen erheben sich zwar auch nur auf 700 bis 800 m, gegen den Ulsfjord zu werden jedoch wieder Höhen von 1000 m überschritten. Die Höhe der Schneegrenze ist somit nördlich von Breivikeidet verhältnismäßig hoch gelegen. Sie muß wohl über 1000 m Höhe angegeben werden; auf 100 m genau sie festzulegen, ist bei dem Mangel größerer ebener Flächen in diesen Höhen nicht gut möglich.

In dem Tal östlich von Bjørnskaret liegt, wie schon weiter oben erwähnt wurde, ein Gletscher, der nach Nordwesten exponiert ist. Das Ende des Gletschers war damals ganz flach, er war somit im Rückgang. Vor dem Gletscherende liegt eine Endmoräne knapp über dem Abbruch. Der Karsee unterhalb des Gletschers liegt in einer Meereshöhe von etwa 550 m. Wieviel die Höhe des Gletscherendes betrug, konnte der Verfasser nicht feststellen. So läßt sich auch keine genaue Angabe für die Bestimmung der Schneegrenze machen. Jedenfalls ist jedoch die Wand über dem See nicht mehr als 200 m hoch, wahrscheinlich aber weniger. Wenn die Höhe des erwähnten Karsees etwa 550 m beträgt, kommt für das untere Ende dieses Kargletschers eine recht niedrige Höhe heraus. Es zeigt sich somit, daß die Schneegrenze hier in diesem klimatisch dafür begünstigten Gebiet, das auch keine starke Sonneneinstrahlung besitzt, örtlich weit heruntergedrückt ist.

Im Gebiet der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord dehnt sich unter anderen auch die unvergletscherte Hochfläche des Ruselvfjell in einer Höhe über 900 m aus. Unvergletschert ist auch Fjeldtindnasen mit einer größten Höhe von 1038 m und einer allerdings kleineren Hochfläche über 900 m. Die Schneegrenze liegt somit auch hier verhältnismäßig hoch. Die Baumgrenze befindet sich dagegen auf der Südseite des Ruselvfjell nur in einer Höhe von 160 bis 180 m.

Die Hochfläche des Öksfjordjökel liegt nach der Karte 1:100.000 über 1100 m. Nur die äußersten Ränder, die schon nach außen, wenn auch mit schwacher Neigung, abfallen, kommen unter 1100 m zu liegen. Gegen Norden reichen neben zahlreichen kurzen zwei lange Gletscherzungen bis auf etwa 100 m Meereshöhe herunter. Das Firnggebiet darf man hier auch über 1100 m befindlich annehmen.

Langfjordjökelen, der sich südwestlich vom Öksfjordjökel befindet, reicht wohl etwas über 1050 m hinauf, dehnt sich jedoch zu einem guten Teil unter 1000 m aus. Hier dürfte also wohl auch die Schneegrenze unter 1000 m liegen. Die Schneegrenze rückt also westlich des Öksfjords tiefer herunter. Einzelne Kare besitzen noch tiefer unten kleine Gletscher.

Svartfjeldjökelen liegt nordnordwestlich vom Öksfjordjökel. Am höchsten wird dieser Hochflächengletscher im Westen, wo Topografisk Kart over Norge 1218 m angibt. Im Norden erreicht der Gletscher im Storfjell 948 m. Die Hochfläche neigt sich gegen Westen und liegt zu einem großen Teil unter 900 m Meereshöhe. Beim Besuch dieses Gletschers konnte der Verfasser wegen des andauernden Nebels leider keine näheren Feststellungen machen. Jedenfalls kann man auch hier sagen, daß die Schneegrenze nicht über 900 m liegen kann. Wir sehen sie also hier im Norden des Öksfjordjökel ebenfalls heruntergedrückt.

Auf der Halbinsel östlich des Öksfjords und zwischen Öksfjord und Langfjord gibt es keine Gletscher. Es sind hier zwar ausgedehnte Hochflächen vorhanden, die Höhen bis zu 960 m erreichen; große Flächen befinden sich im Osten jedoch nur um 800 m Meereshöhe, im Westen gar nur bei 700 und 600 m. Von diesen Hochflächen wehen heftige Stürme den Schnee weg, so daß, abgesehen von sonstigen klimatischen Faktoren, aus diesem Grunde der Entstehung von Gletschern Schwierigkeiten entgegenstehen. Natürlich kann dadurch die Entstehung von Gletschern nur in der Nähe der Schneegrenze verhindert werden. In allen höheren Hohlformen sind hier überall Altschneefelder anzutreffen. Man kann also wohl sagen, daß hier die Schneegrenze nicht unter 800 m Meereshöhe liegt. Südlich des Langfjords gibt es sogar Hochflächen von 900 bis 1100 m, die keine Vergletscherung tragen. Die Schneegrenze liegt somit südlich des Langfjords sicher über 900 m, vielleicht sogar über 1000 m. Auch von den Höhen gegen den Kaafjord zu ist von den Hochflächen Halde mit Höhen um 900 bis 1100 m keine Vergletscherung bekannt.

Es ist damit ein Anstieg der rezenten Schneegrenze von der Küstengegend bei Bergsfjord gegen Osten und Süden festzustellen. Auch östlich von Öksfjord scheint die Niederschlagsmenge durch die nördlich davon gelegene Insel Stjernö gegenüber der bei Bergsfjord etwas vermindert zu sein. Daß landeinwärts ein Ansteigen der Schneegrenze

eintritt, ist ja überhaupt zu erwarten. Aber auch schon die Inseln scheinen ein Hinaufrücken der Schneegrenze herbeiführen zu können. Die Sunde sind nicht imstande, diesen Einfluß der Inseln wettzumachen.

Die Berge von Stjernöen liegen fast alle unter 900 m. Es gibt hier ebensowenig wie auf Söröen, dessen Erhebungen nur in einigen Fällen 600 m überschreiten, meist jedoch zwischen 400 und 600 m liegen, eine Vergletscherung. Auf Seiland treten dagegen wieder Plateaugletscher auf. Nach Topografisk Kart over Norge 1 : 100.000 erreicht Seilandsjökelen nur eine Höhe von 981 m. Der Hochflächenrand, bis zu dem sich der Gletscher ausdehnt und über den er noch an einigen Stellen herunterfließt, liegt bei etwa 750 m. Hier darf man also die Schneegrenze sicher nicht höher als bei 900 m annehmen. Wahrscheinlich hat sie aber eine noch niedrigere Lage. Für Nordmandsjökelen gibt Topografisk Kart, Blatt Söröen, eine größte Höhe von 1075 m an. Im Westen des Nordmandsjökels ist der Hochflächenrand ebenfalls bei 750 m. Besonders gegen Süden reicht jedoch der Gletscher in breiter Erstreckung noch mehr als 100 m tiefer herab. In der Nähe dieses Gletschers befinden sich schmale Hochflächen, darunter auch solche in einer Höhe zwischen 800 und 900 m, die nicht vergletschert sind. Auf den schmalen Hochflächen sind anscheinend die Bedingungen doch noch zu ungünstig. Die Höhe der Schneegrenze wird man für den Nordmandsjökels ähnlich angeben wie für den Seilandsjökels.

Kvalö, dessen höchste Erhebung Svartfjell bis auf 624 m ansteigt, liegt in allen Teilen weit unterhalb der rezenten Schneegrenze. Auch südlich von Kvalsund gibt es keine Höhen, die 800 m erreichen, so daß also die Höhe der rezenten Schneegrenze nicht festgestellt werden kann.

Zusammenfassend läßt sich folgende Zusammenstellung der heutigen klimatischen Schneegrenzen geben:

Lyngenthalbinsel nördlich von Breivikeidet	über 1000 m;
bei Alteidet (Kvaenangen)	über 900 m;
Öksfjordjökelen	um 1100 m;
Langfjordjökelen	unter 1000 m;
Svartfjeldjökelen	unter 900 m;
Halbinsel östlich des Öksfjords	nicht unter 800 m;
Hochflächen südlich des Langfjords	über 900 m,
vielleicht sogar	über 1000 m;
Seiland	um 900 m.

Die eiszeitliche Lokalvergletscherung.

Vom Tromstal wurde schon weiter oben von einem Wall nördlich des Tromsdalvan in einer Höhe von etwa 310 m berichtet. Die Grasbedeckung läßt jedoch keinen genügenden Einblick in dessen Aufbau

zu. Es handelt sich hier wohl um einen Endmoränenwall eines spät-eiszeitlichen Kargletschers am Nordfuß des Tromdalstind, der heute gänzlich unvergletschert ist. Dieser Gletscher war durch die steilen Wände des Tromsdalstind vor einer längeren Sonneneinstrahlung geschützt. Um uns einigermaßen den zeitlichen Abstand dieser Vergletscherung am Nordabhang des Tromdalstind klarzumachen, müssen wir uns vergegenwärtigen, daß in dem zweiten Tal südlich von Breivikeidet ein Kargletscher endigt, der nicht viel mehr als 200 m höher oben ist als der besprochene Wall im Tromstal.

Das gerade genannte Seitental von Breivikeidet, das unmittelbar auf Bjørnskaret folgt, hat an seinem Ende gegen das Haupttal, in das es stufenförmig einmündet, einen Moränenwall aufgeschüttet. Er ist schon größtenteils mit Gras überwachsen. Gleich unter dem etwa 5 m hohen Wall trifft man die ersten Birken an. Wir stehen hier in etwa 370 m Meereshöhe an der Baumgrenze.

Etwa 300 m von diesem Endmoränenwall entfernt beginnt talaufwärts ein Grundmoränenfeld, das aus großen Blöcken besteht. Es bedeckt den Talboden bis zu dem Karsee am Ende des Tales. Vom unteren Ende des Blockfeldes bis zu dem Karsee, in dessen Hintergrund sich ein hoher, wandartiger Talschluß befindet, ist eine Strecke von ungefähr 700 m. Unter dem Karsee ist eine steilere Stufe. Der Karsee liegt in einer Höhe von etwa 550 m, das untere Ende des Blockfeldes in etwa 440 m. Es besteht also zwischen dem Karsee und dem eben genannten Punkt ein Höhenunterschied von 110 m. Südöstlich von dem Karsee ist über einer steilen Wand ein rezenter Kargletscher. Die eben genannte Wand ist allerdings viel niedriger als die Wand des Talschlusses im Süden des Sees. Dieses Kar wird im Osten und Südosten von steilen, stark verwitterten Wänden umgeben.

In diesem Tal gab es also am Ende der Eiszeit einen kurz dauern- den Vorstoß. Das Gletscherende war damals ungefähr 400 m niedriger als heute, wo es bereits in dem oberen Kar abschmilzt. Es wurde nur ein kleiner Wall aufgeschüttet. Daraufhin zog sich das Eis schnell zurück, da auf den nächsten 300 m Gelände keine Moränenreste zu finden sind. In der folgenden Zeit ging der Rückzug langsamer vor sich. Währenddessen wurden die großen Blöcke abgelagert, die nicht zu einem Wall aufgehäuft wurden, da das Eis nicht genügend lang eine Stillstandslage einnahm. Erst am oberen Rand der Stufe, bei dem Karsee, scheint die nun zum Kargletscher gewordene Eismasse wieder eine Stillstandslage gehabt zu haben, da hier an der Karschwelle Blöcke in größerer Menge aufgeschüttet werden konnten.

In dem dritten und vierten Tal südlich von Breivikeidet erhebt sich ebenfalls je ein Moränenwall über der Stufe bei der Mündung in das Haupttal.

Oberhalb der Einmündung des Baches aus Tverdalen, einem Seitental des Bergsfjordtales, zieht eine nur etwa 4 m hohe Endmöräne quer über Bergsfjorddalen hin. Von der Moräne ist durch den Hauptbach

bereits ein gutes Stück weggeschwemmt worden. Die Meereshöhe dieser Moräne beträgt etwa 80 m. Etwa 170 Schritte weiter aufwärts stößt man auf eine neue Endmöräne, die talabwärts etwa 10 m hoch abfällt. Diese Endmöräne liegt etwa 30 m höher als die zuerstgenannte.

Etwa 325 m über dem Bergsfjordtal befindet sich in Tverdalen ein kleiner See, der durch Moränenmassen und herabgestürztes Blockwerk aufgestaut wird.

Wenn von Karerosion im nördlichen Norwegen die Rede ist, muß vor allem auf die Berichte von H. W:son Ahlmann²⁰ verwiesen werden. Aus dem hier behandelten Untersuchungsgebiet ist allerdings noch nichts über Kare und Karbildung bekannt geworden. Kare kommen in größerer Zahl auf der Halbinsel zwischen Kvaenangen und Altenfjord vor. Besonders der westliche Teil dieser Halbinsel hat seine heutigen Formen zu einem wesentlichen Teil durch Karerosion erhalten.

Dort sind auch die alten Verebnungsflächen zu einem großen Teil abgetragen und aus ihnen scharfe Kämme herausgearbeitet worden, die eine lange Dauer der Lokalvergletscherung beweisen. Während dieser Zeit floß vielleicht ein Eisstrom durch den Kvaenangenfjord hinaus; die Berge der Halbinsel hatten jedoch während eines größeren Teiles der Eiszeit nur Lokalvergletscherung.

Bei der Anlegestelle Jökelfjord endet z. B. ein Kar in kaum 20 m über dem Meere, das vielleicht aus einer Ausbruchsnische hervorgegangen ist, die noch nicht zu einer vollen Karform ausgearbeitet werden konnte. Nördlich von Alta, das ein kurzer Nebenfjord des Kvaenangenfjords ist, wurde in den Berg Duschjargga (924 m) und in den sich östlich davon anschließenden Kamm ein großes, halbkreisförmiges Kar eingeschnitten. Es endet in einer Höhe von 390 m, wo es schon in den Trogrand des Fjords einschneidet. Man kann es als ein Mündungskar bezeichnen. Am Ost- und Westende des Kares fließt ein Bach aus dem unteren Karboden ab. Dadurch mag eine ehemals durchgehende Karschwelle zerstört worden sein, jetzt ist zwischen den beiden Bächen nur noch eine kurze, auf 470 m ansteigende Schwelle vorhanden. Die Umrahmung des Kares ist steil, auch die Sohle hat ein starkes Gefälle. Auf der Nordseite hat ein Kar zwischen Vasnestind und Duschjargga tief eingeschnitten. Dieses Kar hat beinahe eine volle Kreisform. Es wird gegen Südwesten und Südosten steil umrandet. Gegen Nordnordwesten führt ein schlauchartiges Tal aus dem Kar heraus.

Am Hang des Ruselvfjell gegen das Hochtal Vikselven—Alteidet sind vier lange Kare vorhanden. Zwischen den Karen greifen, obwohl das Gestein leicht verwittert, breite Felsrücken vor, die zur früher beschriebenen welligen Hochfläche hinaufführen. Diese Kare am Ruselvfjell haben das Aussehen von kurzen, engen Tälern mit etwas breiteren Talschlüssen. Sie dürften somit ihren Ursprung in einer interglazialen Erosionsform haben und später eine glaziale Überarbeitung erfahren haben.

Im Kjerringtal südlich des Langfjords greifen Kare tief in die alten Hochflächen hinein. Sie besitzen eine ziemlich flache Karsohle, aber eine steile Um-

²⁰ H. W:son Ahlmann, Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annaler, Stockholm 1919.

rahmung. Die Karsohle liegt über 500 m, die umgebenden Karwände sind 300 bis 400 m hoch.

Auf die zahlreichen Kare auf der Westseite des Öksfjords muß noch besonders verwiesen werden. Sommersettind hat ein besonders großes Kar. Hohe Wände umrahmen das fast trichterförmig aussehende Kar. Am Fuße der Wände lag im August 1935 auf einer größeren Fläche Altschnee. Der Karboden ist verhältnismäßig schmal. Unter ihm folgt neuerlich ein steilerer Hang und eine karartige Nische. Sie ist jedoch nicht mehr zu einer vollen Karform ausgearbeitet worden.

Südlich davon ist ein weiteres Kar zu beobachten. Es ist fast zweiseitig gebaut. Der nördliche Teil des Kares besteht aus einer Wand, die sich gegen Westen zu fortsetzt. Der südliche Teil des Kares ist dagegen ein schief geneigter Hang, der gegen unten immer schmaler wird und sich noch mehr verflacht, also dann auch den Karboden bildet. Nach unten folgt nun ein zweites Kar, das ziemlich gleichmäßig halbkreisförmig gebaut ist. In der Richtung, in der der Bach herunterfließt, ist es etwas länger. In diesem Kar kommt keine ausgesprochene Wandbildung vor. Der Karboden ist hier etwas abwärts geneigt. Wo der Karboden in die Stufe, die sich unterhalb davon befindet, übergeht, liegt ein Moränenwall. Die Stufe führt zur Strandterrasse herab. Südlich davon reiht sich ein weiteres großes Kar an, unter dessen Karboden sich ebenfalls eine Stufe anschließt.

Die meisten Karböden liegen sehr tief unten, also wohl unter einer Meereshöhe von 200 m und zeigen damit noch ein recht kaltes Klima zur Zeit ihrer Entstehung an. Man muß zwar beachten, daß gerade in den Karen die klimatischen Verhältnisse für eine Vergletscherung besonders günstig sind. Die Schneegrenze in einem Kar kann selbst mehrere hundert Meter unter den ebenen Flächen liegen. Mehr als 400 m tiefer herunter kann sie hier wohl nicht verschoben worden sein, so daß wir sagen können, die klimatische Schneegrenze hat sich hier nicht höher als 500 bis 600 m über dem heutigen Meeresspiegel befunden. Allerdings können wir nicht näher angeben, ob zur Zeit der glazialen Ausarbeitung dieser Kare die Lage des Meeresspiegels von der heutigen wesentlich verschieden war und um wieviel sie sich in der Höhe unterschied. Gletscherzungen konnten natürlich noch einige hundert Meter unter die Schneegrenze herunterreichen. Wie aber das Vorhandensein der Kare zeigt, gab es im Öksfjord keinen mächtigeren Eisstrom, der die Karbildung hätte verhindern können. Es konnte sich also damals auch nicht eine geschlossene Inlandeismasse bis in den Öksfjord herübergeschoben haben. Es war dies zu einer Zeit, in der die Schneegrenze mindestens 400 m unter der heutigen lag, die wir nach unseren Ausführungen weiter oben mit etwa 1000 m ansetzen dürfen.

In der nächsten Umgebung des Öksfjords sind auf der West- und Nordwestseite von Kvitacefjell, Ristefjell und Ritifjell keine Kare zu beobachten, vielleicht deshalb, weil diese Berge keine fluviatil vorbereiteten Nischen hatten, die den Anfang zur Karbildung machen. Kaum kann jedoch herangezogen werden, daß diese Hänge dauernd von gro-

ßen Inlandeismassen bedeckt gewesen wären. In dieser Gegend sind keine Moränen vorhanden. In der Gegenwart ist wieder reichlicher Verwitterungsschutt über die Hänge und Hochflächen verstreut, gegen Ende der Eiszeit mag dagegen wohl das ganze Gebiet weithin von allem Verwitterungsschutt ausgeräumt gewesen sein. Überdies dürfte es kaum noch einzelne größere Gletscherzungen nach dem Verschwinden der großen Eismassen gegeben haben, wie dies vom Verfasser²¹ z. B. aus dem Elvegardstal südlich des Ofotenfjords beschrieben wurde.

Auf der Südostseite des Graesdalsfjell besteht ein eigentlich aus zwei Karen zusammengewachsenes Kar. Die Umrahmung des einen reicht etwas höher hinauf. Dieses Kar hat auch den Karboden etwas höher. Es besitzt in seinem Hintergrund eine Wand, die bis zum Graesdalsfjell (873 m) aufsteigt. Das zweite Kar hat keine Felswand in seiner rückwärtigen Umrahmung und ist in das Vasdalsfjell eingeschnitten. Am Nordende des Vasdalsfjell, wo die beiden Kare zusammenkommen, ist eine Terrasse in 540 m Höhe zu beobachten. Etwa 40 m unterhalb dieser Terrasse befindet sich erst der Boden des Kares, das in das Vasdalsfjell eingeschnitten ist. Dieser Karboden zeigt Rundhöcker und keine Moränen. Dagegen zieht von dem anderen Kar, das in das Graesdalsfjell eingeschnitten ist, den Hang eine Grundmoräne herunter, die etwas oberhalb des Vasdalssees endet.

Am Vargsund fehlen Kare sowohl auf der festländischen Seite als auch an der Südküste von Seiland. Es kam hier nach dem Freiwerden vom Inlandeis nicht mehr zu einer tief herabreichenden Karvergletscherung. Daß auf Kvalö größtenteils Kare fehlen, mag auch mit der raschen Verwitterung des Gesteins zusammenhängen, weshalb hier überhaupt nur schwer steile Geländeformen entstehen.

Auf der äußersten Nordseite von Kvalö gibt es ein Kar, dessen Karboden sich bei 50 m Meereshöhe befindet. In ähnlich tiefer Lage gibt es auch Kare auf der Südküste Söröens. Die Länge des Kares auf der Nordseite von Kvalö überwiegt etwas seine Breite. Die Hänge in der Umrahmung des Kares sind bis fast 200 m hoch.

Bei Opnan am Kamöfjorden liegt auf Magerö ein großes, nach Norden gerichtetes Kar. Es hat nach drei Seiten Steilwände. Der Karboden befindet sich unmittelbar über dem Meer. Gleich anschließend nach Osten gibt es ebenfalls ein großes Kar mit einem Karboden knapp über dem Meeresspiegel. Anschließend nach Südosten folgen noch drei kleine Kare, von denen das größte, mittlere wieder einen flachen Karboden knapp über dem Meeresspiegel hat, während die beiden anderen einen Karboden haben, der sich aus einiger Höhe zum Meeresspiegel herunterneigt und dort endet.

Wenn man die besprochenen Gebiete überblickt, kann man sagen, daß die Kare auf den Außenseiten des Festlandes und der Inseln häufiger sind als landeinwärts. Je mehr die Küste von Fjorden zerschnitten

²¹ Siehe a. a. O.

ist, je mehr das Land halbinselartig aussieht oder inselartig ist, desto mehr Kare gibt es, desto größer sind auch die Kare und in desto tieferer Lage sind sie anzutreffen. Das zeigt wieder, daß diese Randgebiete schon verhältnismäßig frühzeitig vom Inlandeis frei wurden, so daß noch verhältnismäßig lange Zeit nach dem Rückzug des Inlandeises die klimatischen Bedingungen für die Karvergletscherung andauerten, während weiter landeinwärts nur in höheren Lagen über den letzten Gletscherzungen, wie vom Verfasser über die Gegend des Storsteinsfjell näher ausgeführt wurde, Kare entstehen konnten. Die tieferen Lagen waren ja noch von Gletscherzungen überdeckt und nach deren Abschmelzen waren die klimatischen Bedingungen für eine Karvergletscherung in geringer Meereshöhe nicht mehr gegeben.

Während V. Tanner²² die Frage nach der nördlichen Ausbreitung des letzten Inlandeises in Ostfinnmarken noch nicht als völlig gelöst ansieht, vertritt R. Nordhagen²³ mit botanischen Gründen die Ansicht, daß die Varanger-Halbinsel und Magerö während der letzten Eiszeit größtenteils eisfrei waren. Diese Ansicht können wir für unser Gebiet mit geomorphologischen Gründen zu einem guten Teil stützen.

Nach den obigen Ausführungen sind Anzeichen für eine ehemals reichliche Karvergletscherung auf den Halbinseln zwischen Kvaenangen und Altenfjord und auf den benachbarten Inseln vorhanden. Ihrer Größe nach können sie nicht erst während des Eisrückzuges am Ende der Eiszeit entstanden sein. Einige Kare kommen mit ihrem Boden dem Meeresspiegel nahe. Bei der Behandlung der alten Landoberflächen haben wir gezeigt, daß auch während der Eiszeit ein Aufsteigen des Gebirges stattfand, das allerdings zwei- bis dreimal eine Unterbrechung erfuhr. Somit können die ganz tief liegenden Kare erst während der letzten Vereisung entstanden sein. Ganz genau können wir ihre Meereshöhe zu ihrer Entstehungszeit natürlich nicht festlegen. A. Penck²⁴ gibt die durchschnittliche Depression der eiszeitlichen Schneegrenze in den Alpen mit 1200 m an.

Die Schneegrenze in Nordnorwegen war jedoch während der Würmeiszeit in den Alpen entsprechenden Zeitraumes kaum so weit

²² V. Tanner, Über die mutmaßliche Ausbreitung des letzten Inlandeises in den nördlichen Küstengegenden Fennoskandias. Verh. d. III. Int. Quartär-Kongresses, Wien 1938.

²³ Rolf Nordhagen, De senkvartaere klimavekslinger i Nordeuropa og deres betydning for kulturforskning, ser. A, 12, Oslo 1933. — Derselbe, Om Arenaria humifusa Wg og dens betydning for utforskningen av Skandinavias eldste floraelement. Bergens Mus. Årsb. 1935, Nr. 1. — Derselbe, Skandinavias fjellflora og dens relasjoner til den siste istid. Nord. naturforskarmötet i Helsingfors 1936.

²⁴ Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.

heruntergedrückt. Wenn damals die Schneegrenze dort 1200 m tiefer gelegen wäre als heute, hätte sie den Meeresspiegel erreicht. Dann wäre natürlich eine Karvergletscherung in einer Meereshöhe von 100 oder 200 m nicht möglich gewesen, da eine völlige Vereisung des ganzen Landes unvermeidlich eingetreten wäre.

Wir können nicht einmal für die Gegenwart, in der fortlaufend Niederschlags- und Temperaturmessungen vorgenommen werden, zufriedenstellend beantworten, wodurch der Gletscherrückgang der letzten 80 Jahre herbeigeführt wird. Um so mehr Schwierigkeiten muß eine Beurteilung der Verschiebung der Schneegrenze von der Eiszeit zur Gegenwart machen.

Von einigen Talungen.

Die meisten Täler unseres Untersuchungsgebietes sind nur wenige Kilometer lang. Die starke Zerschneidung durch Fjorde läßt eine Bildung größerer Täler nicht zu. Viele Fjorde unseres Untersuchungsgebietes sind überhaupt nicht das Ende eines Tales, wie z. B. der Öksfjord oder der Bergsfjord mit seiner südlichen Fortsetzung, dem Langfjord, oder der Jökelfjord. Die großen Täler, die zwischen dem Balsfjord und dem Repparfjord enden, münden alle schon in tief in das Land hereingreifende Fjorde. In der Außenzone, die von Halbinseln und Inseln gebildet wird, kommen deshalb nur mehr kurze Täler zur Ausbildung.

Das Tromstal beginnt mit einem Talschlußkar am Hang des Tromsdalstind und der östlich von ihm gelegenen Hochfläche Rauryggen. Über dem Tromsdalsvan, der sich in dem erwähnten Talschlußkar befindet, erhebt sich eine 400 m hohe Wand. Die westliche und östliche Begrenzung des Kares ist viel weniger stark geneigt. Das Tromstal zeigt besonders im äußeren und mittleren Teil Trogform. Im mittleren Teil des Tales ist die Trogschulter auf dem südwestlichen Hang in etwa 330 m und auf dem nordöstlichen in etwa 380 m Höhe. Im obersten Teil des Tromstales befindet sich auf dem südwestlichen Hang des Tales, wo sich der Trogrand verliert, ein zweiter höher gelegener, während der andere sich gegen den Talboden zu abschrägt. Der zweite Trogrand beginnt etwa in der Höhe, die der erste Trogrand im mittleren Teil des Tales besitzt.

Breivikeidet ist nicht als normales Tal aufzufassen, sondern als zugeschüttete fjordartige Meeresstraße, die ehemals die Verbindung zwischen Ulfsfjord und Ramfjord herstellte. Würden die jungen Sedimente ausgeräumt, wäre die Verbindung bereits wieder hergestellt. Festland gibt es hier also erst, seitdem durch die Aufschüttung und die Hebung des Landes der Talboden von Breivikeidet über den Wasserspiegel zu liegen kam, wovon weiter unten noch in einem eigenen Abschnitt die

Rede sein wird. Die Talung zwischen dem Ramfjord und dem Ulfsfjord wird nirgends durch Berge oder Felsriegel unterbrochen. Das Tal von Breivikeidet besitzt als verlandetes Verbindungsstück zwischen dem Ramfjord und Ulfsfjord natürlich auch keinen Talschluß. Es ist daher auch nicht auf fluviatilem Wege und natürlich auch nicht durch reine Eisarbeit zu erklären.

Der Hauptquellfluß, der Breivikelv, entspringt infolge des Mangels eines Talschlusses nicht in der großen Talung selbst, sondern in einem Quertal, dem gleichsohlig einmündenden Björnskar. Die Aufschüttungsfläche von Breivikeidet dacht sich gegen den Ulfsfjord ab, während sie gegen den Ramfjord zu steil abfällt. Daß das Björnskar gleichsohlig einmündet, muß nicht bedeuten, daß der Felsboden der beiden Täler gleichsohlig ineinander übergeht, da doch im Haupttal eine in ihrer Mächtigkeit nicht bekannte Aufschüttung vorhanden ist. Vom Björnskar gegen Osten münden auf der Südseite von Breivikeidet zwei kurze Seitentäler, die über einer Stufe enden. Das Tal, das unmittelbar im Osten auf das Björnskar folgt, das wir daher das zweite Tal nennen wollen, trifft nach der Barometerablesung des Verfassers in einer Meereshöhe von 370 m auf das Haupttal. Dieses Quertal mündet somit rund 300 m über dem heutigen Talboden von Breivikeidet. Das Nakelvtal, das knapp vor dem Ulfsfjord auf das Tal von Breivikeidet trifft, mündet heute gleichsohlig ein. Der Nakelv schneidet wie Breivikelven in die jungen Sedimente ein.

Der Rottenvikselv hat unterhalb seines Falles über den Trogrand des Lyngenfjords in postglazialer Zeit einen Cañon ausgenagt, wie dies schon von anderen Flüssen des nordnorwegischen Hochgebirges vom Verfasser²⁵ beschrieben wurde. Das im Cañon durchsägt Gestein besteht aus Kalkglimmerschiefer.

Von Alteidet führt, wie oben berichtet wurde, in einer Höhe von über 150 m ein durchgehender Talzug zum Langfjord. Wie wir schon bei Besprechung der Fjorde erkannten, handelt es sich hier bei dieser Talung nicht um ein Erosionstal. Nach der Bildung der Terrasse über 150 m setzte eine zweiseitige Entwässerung ein. Der längere Teil des Tales, das, soweit es heute über dem Meere liegt, ohnehin nur bei 7 km lang ist, wurde durch die abtragenden Kräfte mit einer Neigung gegen Alta versehen, der kürzere östliche Teil dagegen mit einer Abdachung gegen den Langfjord. Der östliche Teil ist nicht einmal 3 km lang, er hat keinen von Westen her kommenden Bach. Nur bei der Mündung der Talung in den Langfjord fließt aus einem Seitental von Norden der Ruselv herein. Am Ende der Eiszeit oder unmittelbar nach der Eiszeit war ein Teil des Talzuges, wie die Ablagerungen bei Alteidet zeigen, vom Meer überschwemmt. Diese Ablagerungen wurden bereits auf die-

²⁵ Siehe a. a. O.

ser. zweiseitig geneigten Fläche abgesetzt, so daß die Bildung dieser beiden Talbodenformen vor die Zeit der Ablagerung dieser Sedimente anzusetzen ist. Diese Ablagerungen werden uns später noch beschäftigen.

Die Wasserscheide zwischen diesen beiden untersten Talbereichen liegt dort, wo die Straße darüberführt, etwa in 70 m Höhe. Daneben schiebt sich in die Talung der Riegel des Fjeldhamr (154 m) ein. Unterhalb von 150 m Höhe hat das Tal Trogform.

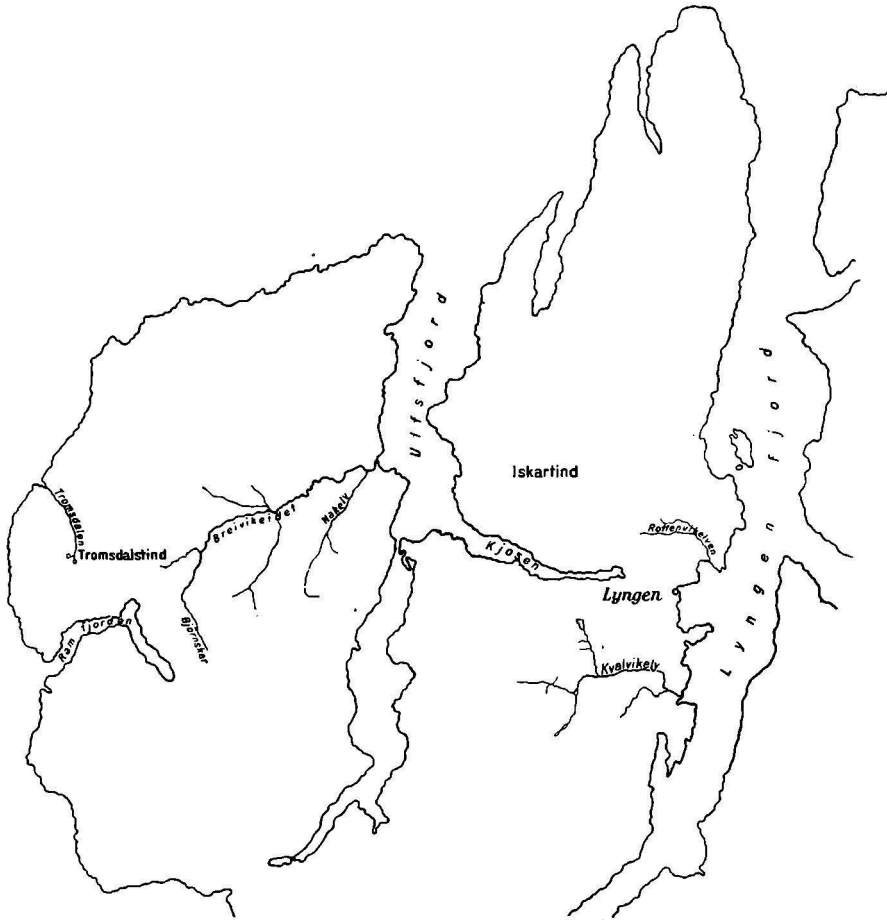
Zwischen dem Jökelfjord und Alteidet gibt es eine kurze Talung. Der längste Teil dieser Talung dacht sich zum Jökelfjord ab. Die Wasserscheide dieser Talung liegt in 210 m Höhe. Durch diese fließt der Vikselv zum Jökelfjord. Über dem Tal von Alteidet endet diese Talung mit einer Stufe, deren oberer Rand eine Meereshöhe von 150 m hat. Die Talung des Vikselv hat eine nordwestlich-südöstliche Richtung. Da das Eis hier wohl eine nordöstliche Richtung einschlug, kann die genannte Stufe als Difffluenzstufe gewertet werden. Zwischen dem Berg mit 810 m Höhe und dem Mikalfjell mündet in einer Höhe von über 150 m eine kleine Talung in die von Alta. Hier ist also eine Konfluenzstufe von ähnlicher Höhe zu sehen.

Bergsfjorddalen mündet mit einer kaum 30 m hohen Stufe in den Fjord. Das von Nordosten in das Bergsfjordtal einmündende Tvertal endet mit einer Stufe von etwa 200 m. Die Seitenhänge des Bergsfjordtales unterhalb Tverdalen sind im allgemeinen gerade verlaufend, also durchgehends gleich stark geneigt, so daß eine Trogform des Tales nicht in Erscheinung tritt. Diese Abschrägung wurde durch die teilweise leichte Verwitterbarkeit des Gesteins unterstützt.

Im Vastal bei Öksfjord ist dagegen um den Vasdalsvand die Trogform des Tales gut erhalten. Die bewachsenen Hänge zeigen durch ihre Form, daß sich im untersten Drittel des Hanges viel Gehängeschutt befindet, der den Hang etwas abflacht. Dies wird auch aus den Einschnitten in den Hang ersichtlich.

Zwischen dem Vastal und dem Stjærnsund befindet sich das kurze Graestal. Es besitzt einen Talboden in über 120 m Meereshöhe. Gegen den Stjærnsund und gegen das Vastal endet es mit einer Stufe. Der Abfall gegen das Vastal beträgt fast 100 m. Hier scheint ähnlich, wie dies schon aus der Gegend des Alteidelventales berichtet wurde, eine Teilung einer eiszeitlichen Zunge eingetreten zu sein, so daß eine Gletscherzunge zum Stjærnsund, die mächtigere jedoch zum Öksfjord hinausfloß. So ist auch hier ein kurzes Hängetal geschaffen worden, das jedoch keinen Talschluß besitzt, sondern nach beiden Seiten offen ist und stufenförmig abbricht.

Auf Kvaløen sind nicht bloß infolge der Insellage keine längeren Täler vorhanden, es ist überhaupt die gesamte Talbildung erst in den Anfangsstadien. Es gibt hier fast keine tiefer eingeschnittenen Täler. Die Bäche, die heute das Gebiet der Insel entwässern, haben wohl gegen Ende der Eiszeit und im Postglazial etwas eingetieft, von einem Tal kann jedoch nur bei dem in den in Torskefjord mündenden Bach auf der Ostseite der Insel die Rede sein. Kleine postglaziale Erosions-



Kartenskizze der Lyngen-Halbinsel.

schluchten fehlen jedoch auch hier nicht. So hat z. B. Skjaaholmelven nahe dem Meere oberhalb der Brücke, über die die Straße nach Hammerfest führt, in die Kalkglimmerschiefer, die ein Einfallen gegen Nordwesten mit etwa 30° zeigen, etwa 20 m tief eingeschnitten. Unterhalb der genannten Brücke hat der Fluß, wie in anderem Zusammenhang noch besprochen werden wird, in Schotterablagerungen eingeschnitten.

In dem leicht verwitternden Gestein Kvalös können sich steilere Talhänge überhaupt schwer erhalten. Doch kann dies natürlich nicht der einzige Grund für den Mangel an Tälern sein. Wohl ist die Erklärung dafür, wie wir schon oben hervorgehoben haben, noch in der geringen Ausdehnung der Insel zu suchen, die die Entwicklung eines größeren Flusses mit stärkerer Erosionstätigkeit nicht ermöglichte.

Dieser Mangel an Tälern und an Fjorden zeigt aber wohl außerdem an, daß es auf Kvalö kaum eine Lokalvergletscherung mit einzelnen Gletscherzungen gab. Das Inlandeis fand auf der verhältnismäßig flachen Insel, die am Beginn des Quartärs auch erst eine geringe Meereshöhe hatte, keine tieferen Rinnen vor und vermochte in dem leicht abtragbaren Gestein nur die gesamte Oberfläche abzuschleifen, jedoch keine Rinnen auszuschürfen. Auffallend ist auch, wenn man die Fjordbildungen und die Talbildungen Kvalöens überschaut, daß nur auf der Nordostseite, die an den breiten Revsbotn angrenzt, ein etwas tiefer in das Land hereingreifender Fjord, nämlich Kvalfjorden, und auf der Ostseite das einzige etwas eingeschnittene Tal vorkommt. Im Nordosten der Insel befindet sich der breite Revsbotn, während sonst schmale Sunde die Insel umgeben. Gegen die Sunde gibt es Steilabfälle. Hier ist die glaziale Bearbeitung wie sonst an den Talhängen und den Hängen der Fjorde zu beobachten.

Die jungen Ablagerungen.

Ablagerungen, die aus jüngster geologischer Vergangenheit stammen, gibt es im Untersuchungsgebiet an zahlreichen Orten.

Im Tromstale ist bei dem Lappenlager auf dem rechten Ufer des Baches eine etwa 10 m darüber befindliche schmale Leiste, die talaufwärts bald wieder verschwindet. Der Bach, der vom Pikevand am Hang des Tromsdalstind zum Ramfjord herunterfließt, hat bei der Mündung in das Meer, wo er die steile Stufe des Troges herunterstürzt, in locker aufgeschüttete Massen eingeschnitten. Auch durch die Straße, die hier vorbeiführt, ist das lockere Material aufgeschlossen worden. Diese Aufschlüsse reichen auf eine Höhe von 30 m über dem Meer hinauf, das lockere Material reicht jedoch allem Anschein nach noch höher am Hang hinauf. Diese Aufschlüsse zeigen viel feinen Sand und Staub, außerdem aber auch eckige Steine verschiedener Größe. Der oberste Teil des Aufschlusses hat eine recht undeutliche Schichtung.

Solche Ablagerungen sind auch sonst am Nordufer des Ramfjords vorhanden. In manchen Aufschlüssen gibt es auch gerollte Steine. Bei Lubbejordet wird eine Sandgrube ausgebeutet, die sehr feinen Sand hat. Oben ist der Sand blau, unten grau. Dazwischen sind gerollte Steine von einer Größe bis etwa 10 cm Durchmesser eingelagert. Meist haben die gerollten Steine nur einen Längsdurchmesser um 5 cm. Die hier vorhandene Schichtung ist im allgemeinen waagrecht. Diese Ablagerungen sind durch einen auf der Amtskarte 1 : 200.000 nicht verzeichneten Bach, der von den Hängen des Tromsdalstind herunterkommt, tief eingeschnitten. Bei diesem Einschnitt ist besonders gut zu sehen, daß die erwähnten Ablagerungen vom Meer allmählich zu einer Terrasse ansteigen, die etwa 50 m über dem Wasserspiegel des Fjords liegt. Gegen den Hang des Tromsdalstind folgt auf die genannte Terrasse noch eine höhere.

Bei Fagernes erheben sich im Osten davon die jungen Ablagerungen etwa 80 m hoch gegen die Talung von Breivikeidet, die selbst auf ihrem Talboden überall die jungen Aufschüttungen trägt. Gegen Fagernes erfolgt der Abfall verhältnismäßig steil. Das Meer dürfte diesen steilen Abfall herbeigeführt haben.

Die Bäche, die von den Seitentälern auf der Nord- und Südseite der Talung von Breivikeidet herkommen, haben durchwegs den Lauf nach Osten genommen und fließen zum Ulfsfjord ab. An der Straße, die von Fagernes nach Osten auf die Aufschüttungsfläche von Breivikeidet führt, sind an verschiedenen Stellen kleine Aufschlüsse mit gerollten Steinen zu sehen. Meistens sind sie ganz glatt gescheuert und zugerundet. Sie haben bis zu 20 cm Längsdurchmesser. Kleineres Material ist aber doch vorwiegend. Sogar Geschiebe fehlt nicht.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist am Ramfjord am größten, gegen den Ulfsfjord nimmt sie ab. Es ist das zweifelsohne ein Ergebnis der Abtragung durch die rezenten Flußläufe. Die größte Mächtigkeit der jungen Ablagerungen auf Breivikeidet beträgt, soweit es beobachtbar ist, 80 m. Soviel wurde mindestens über dem heutigen Meeresspiegel aufgeschüttet. Wie tief die Ablagerungen in der Talung von Breivikeidet unter den Meeresspiegel hinunterreichen, entzieht sich der Beurteilung. Wir müssen es hier also mit einer Senkung des Meeresspiegels oder mit einer Hebung des Landes in jüngster geologischer Vergangenheit zu tun haben. Da nun am Ende der Eiszeit infolge des Abschmelzens der großen Inlandeismassen die Weltmeere ansteigen mußten, kommt nur der zweite Fall in Frage. Die Hebung des Landes mußte zugleich auch das Ansteigen des Meeres wettmachen.

Es handelt sich in dem Gebiet am Ramfjord und in Breivikeidet bis zum Ulfsfjord um verschiedenartiges Material. Es dürfte sich darunter Moränenmaterial, das nur eine kurze Strecke fluviatil befördert und daher nicht abgeschliffen wurde, ferner auch unverarbeiteter Gehängeschutt und richtiger Flußschotter und Flußsand befinden. In ein flaches Meeresbecken, das sich vom Ramfjord zum Ulfsfjord am Ende der Eiszeit hingezogen haben dürfte, muß dieses Material während und nach dem Rückzug des Eises abgelagert worden sein. Infolge der fortdauernden Ablagerung und infolge der Hebung verlandete die Talung von Breivikeidet und am Ramfjord kamen die Ablagerungen, die sich an dessen Nordrand befinden, über den Wasserspiegel. Das Gefälle zwischen der Talung von Breivikeidet und den benachbarten Bergen verminderte sich dabei nur um soviel, als die Talung durch die Ablagerungen erhöht wurde.

Auf der Paßhöhe, die die Straße von Kjosens nach Lyngseidet erreicht, sind Aufschlüsse von lockerem Material vorhanden. Es sind hier geschichtete Sande von schwarzer und brauner Farbe, aber auch Gerölle, Geschiebe und eckige Steine abgelagert worden. Moränenmaterial und wenig bearbeiteter Gehängeschutt scheint also auch dabei zu sein. Die Schichtung der Ablagerungen ist zum Teil waagrecht. Sie zeigt, daß es sich doch um einen Absatz im Wasser handelt. Die Meereshöhe der Ablagerungen auf der Paßhöhe beträgt etwa 28 m.

Nördlich von Lyngseidet sind bei der Mündung des Fastdalselv und bei Kopangen Ablagerungen vorhanden. Dort, wo der Rotsund mit dem Lyngenfjord zusammentrifft, bei Spaakenaes, ist eine größere aufgeschüttete Fläche, die teil-

weise wieder abgetragen ist, so daß eine Terrasse in etwa halber Höhe entstanden ist. Auch in der Nähe der Anlegestelle Jökelfjord ist durch einen Bach eine aufgeschüttete Fläche, die zum Meer etwa 8 m hoch steil abfällt, aufgeschlossen.

Bei Alteidet ist von der aufgeschütteten Fläche, auf der das große Gehöft steht, gegen das Meer eine Böschung von etwa 5 m erkennbar. In etwa 10 m über dem Meer, also von dem erwähnten Gehöft landeinwärts, sieht man an der Straße einen Aufschluß, der hauptsächlich Platten verschiedener Größe zeigt, die mit braunem Sand vermischt sind. Es gibt darunter nur wenige Gerölle. Weiter talaufwärts ist noch eine solche aufgeschüttete Fläche vorhanden, wo grauer Sand mit Kreuzschichtung zu sehen ist.

Bei n Tverfjord, einem Seitenfjord des Langfjords südlich von Bergsfjord, sind mächtige junge Ablagerungen vorhanden. Diese Ablagerungen sind in fünf Terrassen aufgeschüttet worden. Die Höhe der Stufen nimmt von unten nach oben zu.

Bei der Mündung des Vasdalselv in den Öksfjord ist geschichteter Sand und Kles in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse fehlen in dem Gebiet zwischen dem Fjord und dem Vasdalsvand, so daß über den Umfang dieser Ablagerungen schwer etwas ausgesagt werden kann.

Bei der Mündung des Kvalsundelv, der sich auf dem Festland südlich von Hammerfest befindet, ist in den dort ebenfalls vorhandenen jungen Ablagerungen eine Terrasse etwa 10 m über dem Fluß gelegen. Der Fluß hat von dem sandigen Material viel weggetragen. Gute Aufschlüsse sind infolge des ständigen Verrutschens an dem Flußeinschnitt nicht vorzufinden. An einer Stelle ist die Beschaffenheit der Ablagerungen unter dieser Terrasse erkennbar. Es sind hier wenige abgerollte Steine mit grauem, geschichtetem Sand zu sehen. Es ist an Kvalsundelv wiederholt eine Terrasse zu sehen, in die der Fluß nur etwa 1 m tief eingeschnitten hat, die somit jüngsten Alters ist. Über der ersten Terrasse ist eine zweite rund 20 m höher. Hier fehlt jeglicher Aufschluß, so daß nicht erkennbar ist, ob diese Terrasse sich im Bereich der jungen Ablagerungen befindet oder ob sie in anstehendem Fels eingeschnitten ist.

Auf der Westseite von Kvalö ist die ganze Ebene bei Hanselven und Hamernes aufgeschüttetes Land. Der westlichste, größere Bach hat etwa 10 m tief eingeschnitten. Die großen Schottermassen wurden offenbar bei der Mündung von Bächen, die zur Zeit der Eisschmelze größere Kraft besaßen und das vorhandene Moränenmaterial mitnahmen, abgelagert. Die Steine sind etwas zugerundet. Immerhin ist die Zurundung so groß, daß die fluviatile Bearbeitung außer Zweifel steht. Stellenweise sind fast nur Steine vorhanden, dann gibt es aber auch wieder viel Sand. Bei den Geröllen kommen Längsdurchmesser von 30 cm und mehr vor. Aber auch viel kleines und mittlere Material von 5 bis 10 cm Durchmesser ist bunt durcheinandergemischt. Diese aufgeschüttete Fläche befindet sich unmittelbar über dem Meer und steigt nicht viel über 20 m an.

Bei Kargenes, wo kein Bach mündet und nach der Form des Hanges auch früher keiner gemündet haben kann, sind etwa 20 m über dem Meere geschichtete Gerölle aufgeschlossen, die jedoch noch sehr wenig abgerollt sind. Kleine Steine von 1 bis 5 cm Durchmesser herrschen vor. Die größte Mächtigkeit des Aufschlusses selbst beträgt 130 m. Wie mächtig die Schotter überhaupt sind, war hier nicht zu ersehen. Es handelt sich wohl unzweifelhaft um Material, das vom Meer vertragen und hier abgesetzt worden ist. Es dürfte verschiedenen Ursprungs sein und im Meer eine Mischung erfahren haben.

Es ist also hier ein unverkennbares Anzeichen eines früheren höheren Meeresstrandes, bzw. einer tieferen Lage des Festlandes gegeben.

Noch weiter nördlich sind unterhalb der Brücke über Skjaaholmelven wieder Schotter aufgeschüttet. Im nördlichen Teil der Ablagerung hat der Fluß eingeschnitten, hier ist eine Terrasse in halber Höhe des ganzen Einschnittes vorhanden. Die Tiefe des Einschnittes beträgt in jedem Teil etwa 8 m. Die Aufschüttung ist auch auf dem Vorsprung südöstlich von Skjaaholmen anzutreffen. Den vorderen Teil des Abfalles bildet hier jedoch fester Fels, auf dem die Schotter aufzuruhen scheinen.

Bei der Mündung des Baches bei Langnes sind ebenfalls Schotter aufgeschlossen, die hier parallel zu dem verhältnismäßig steilen Hang geschichtet sind. Ebenso ist bei der Mündung des Baches, der aus Indrefjorddalen kommt, Schotter bis zu etwa 10 m Höhe aufgeschüttet. In etwa 6 m Höhe ist darin eine Terrasse herausgeschnitten.

Rings um den Stovand bei Hammerfest stößt man auf eine Aufschüttung, die, wie der Einschnitt bei dem Bach zeigt, etwa in einer Mächtigkeit von 8 m über dem anstehenden Fels abgelagert ist. Es ist hier viel eckiges Material dabei, jedoch gerade die größten Blöcke haben die beste Abrollung erfahren. Diese Ablagerung ist auch am Ende des Sees zwischen diesem und dem Meer vorhanden, wo der Bach zum Meer abfließt. Vom Meer bis zu der Oberfläche der Ablagerung am See beträgt hier die Höhe etwa 15 m.

Einige Hinweise auf die spät- und postglazialen Ablagerungen in unserem Untersuchungsgebiet und dessen Nachbargebiet findet man bei *Matti Sauramo*²⁶ und *V. Tanner*²⁷, die sich in ihren inhaltsreichen Arbeiten sehr eingehend mit Finnland und auch mit dem östlichen Finnmarken näher beschäftigt haben.

Aus unseren Beobachtungen, die wir eben besprochen haben, ersehen wir, daß in jüngster geologischer Vergangenheit längs der Küste Nordnorwegens von Lyngen bis Hammerfest an vielen Stellen Schotter und Sand abgelagert wurden, die einen damals höheren Meeresstand und eine ständige Hebung des Landes anzeigen. Wie vorhandene Terrassen, z. B. bei Tverfjorden südlich von Bergsfjord, beweisen, ist die Hebung in mehreren Phasen vor sich gegangen. Sie erfolgte also mindestens nicht überall kontinuierlich. Die nach außen vorspringenden Terrassen bei *n* Tverfjorden zeigen, daß sie von einmündenden Bächen in das Meer aufgeschüttet wurden. Sie geben also annähernd die jeweilige Lage des Meeresspiegels an. Die Hebungintensität nimmt, wie die Stufen zwischen den Terrassen angeben, mit Annäherung an die Gegenwart ab. Auf die Hebungszeiten folgen Zeiten verhältnismäßiger Ruhe,

²⁶ *Matti Sauramo*, The quaternary geology of Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, Nr. 86, Helsinki.

²⁷ *V. Tanner*, Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, Nr. 18 und Nr. 21, Helsingfors 1907.

in denen eine neue Terrasse aufgeschüttet wird. Um Hammerfest sind die Ablagerungen nur in geringer Meereshöhe vorhanden, ebenso auch in der Gegend von Bergsfjord und Öksfjord. Nirgends erreichen die Ablagerungen eine solche Höhe wie in Breivikeidet. Wenn daraus auch nicht genau auf den Betrag der Hebung geschlossen werden kann, da die Mächtigkeit der Ablagerungen nicht immer vollständig erkennbar ist, so geht doch so viel daraus hervor, daß die Hebung in den einzelnen Gebieten in verschiedenem Ausmaß erfolgte und in der Umgebung von Breivikeidet den höchsten Betrag erreichte.

Während der Eiszeit war infolge der Bildung der großen Inlandeismassen der Spiegel des Weltmeeres abgesunken. Für die letzte Eiszeit betrug die Senkung des Meeresspiegels, die sich aus diesem Grunde ergab, nach Daly²⁸ etwa 75 m. Um diesen Betrag stieg also der Meeresspiegel im Verlauf des Abschmelzens des Inlandeises wieder an. Was in postglazialer Zeit über den Meeresspiegel kam, mußte somit nicht bloß um den Betrag seiner gegenwärtigen Meereshöhe, sondern außerdem um den Betrag der eustatischen Schwankung des Meeresspiegels gehoben werden. Die Hebung hat also die eustatische Schwankung überkompensiert.

Eine neue Geomorphologie.

Von Johann Sölch.

O. Maull, der sich in seinen morphologischen Arbeiten bekanntlich besonders mit dem Deutschen Mittelgebirge und den Gebirgen der Balkanhalbinsel, gelegentlich auch mit den Alpen beschäftigt hat, legt uns nunmehr ein Handbuch der Geomorphologie vor¹. Bei dem ausgedehnten Wissen des Verfassers und seiner Fähigkeit, auch für schon öfter behandelte Fragen einen neuen Gesichtspunkt zu finden, darf man sich davon einen gewissen Fortschritt gegenüber älteren und unmittelbaren Vorgängern erwarten. Dies um so mehr, als Verf. in seiner Vorrede mehrere Dinge betont, durch die sich sein Buch von anderen Darstellungen der Morphologie unterscheidet: Verzicht auf die übliche Behandlung der Geologie; Anspruch darauf, in erster Linie der Forschung zu dienen, ihr stellenweise unmittelbar praktische Anleitung zu sein; schärfere Trennung der Vorgänge von den Formen; Weisung eines „in mancher Hinsicht neuen, ziel-sicheren Weges“ für die geomorphologische Landschaftsanalyse dadurch, daß „die bestimmten adäquaten Formen“ („Leitformen“) herausgearbeitet und gesetzmäßig zu Formengruppen verarbeitet werden; endlich „die begriffliche Entwicklung einer schon lange ausständigen geomorphologischen Gebirgskunde“. Auch fügt es „im Gegensatz zu seinen Vorgängern, die meist nur durch einzelne Beispiele die allgemeine Lehre erläutern, einen ziemlich weitschichtigen regionalen Stoff, der zum Teil freilich nur in dem Schrifttumsverzeichnis genannt werden

²⁸ A. R. Daly, The changing world of the ice age. New Haven, Yale University Press, 1934.

¹ Enzyklopädie der Erdkunde. Fr. Deuticke, Leipzig und Wien 1938.