

# Ueber die genetische Zugehörigkeit der Flächen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern**

Band (Jahr): **30 (1931-1933)**

PDF erstellt am: **28.06.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## E. Ueber die genetische Zugehörigkeit der Flächen.

Die Untersuchung hat ergeben, dass wir in der Westschweiz vier Höhenniveaus orographisch feststellen können. Ein fünftes lässt sich in Terrassenstücken im Anstehenden, die von Schotter und Moränen überdeckt sind, konstruieren. Die Entstehung dieser Flächen soll zu erklären versucht werden.

Von den fünf Flächen lässt sich nur die jüngste (Fläche IV) zeitlich genauer und sicher bestimmen. Ohne Zweifel ist sie zur Hauptsache eine Akkumulationsfläche, die durch die Ablagerungen der Flüsse und Bäche der Postglazialzeit entstanden ist. Sie birgt jedoch unter der Oberfläche im anstehenden Gestein vorhandene Rinnen von beträchtlicher Tiefe in sich, die sicher schon vor der grossen Eiszeit, wenn nicht schon früher vorhanden gewesen sein müssen. Diese Tatsache wird nämlich für das untere Aaretal von O. Frey nachgewiesen (Lit. 23). Sie stimmt mit den Feststellungen überein, welche Blösch am Rhein bei Rheinfelden und Laufenburg gemacht hat (Lit. 11). Hier beobachtet er die Hochterrassenschotter in einem weit tiefern als dem heutigen Rheintale. Dieser Schotter geht nach oben in eine Verwitterungsschicht über, auf der die Moränen der grossen Eiszeit abgesetzt wurden. Albert Heim kommt zu der gleichen Auffassung. Er zeigt (Lit. 33, S. 276), wie nach der Ablagerung des jüngern Deckenschotters die grösste Eintiefung erfolgte, die meist 200 m betrug, stellenweise aber 500 m erreichte. (Für letztere Zahl fehlt eine Lokalangabe.) In diese tiefsten Rinnen wurde der Hochterrassenschotter abgelagert, der eine grosse Mächtigkeit aufwies. Nach O. Frey reichte die Hochterrasse bei Aarau bis zu 435 m Meereshöhe. Sie lag also dort 75 m über dem heutigen Talboden, und bei Olten-Aarburg reichte sie bis in 460—480 m Höhe (Lit. 23).

Aareaufwärts finden wir bei Solothurn im Anstehenden ein ebenfalls bedeutend unter die heutige Talsohle eingetieftes Tal, wie Mollet nach Beobachtungen bei Bohrungen für Fundamentationen von zwei Brücken nachweist (Lit. 40). Die tiefsten Bohrungen bis auf Cote 396,4 und 393,37 erreichten das anstehende Gestein nicht. Die durchbohrten Schichten weist Mollet der Würmeiszeit zu. Ältere Bohrungen erreichten das Anstehende oberhalb Solothurn in 55 m Tiefe unter der Talsohle bzw. in einer Meereshöhe von 375 m (Lit. 24, S. 450). Im Gebiet des bernischen Seelandes haben Bohrungen bei Witzwil bis in 30 m Tiefe weder den Felsuntergrund, noch glaziale Ablagerungen erreicht (Lit. 52). Dies beweist, dass wir auch hier eine tiefe Rinne vor uns haben, deren Sohle sehr viel tiefer liegt als die Sohle der heutigen Talungen, von den Sohlen der Seen abgesehen, von denen später die Rede sein soll.

Auch weiter flussaufwärts wurden starke Eintiefungen gegenüber den heutigen Talböden festgestellt. Vor kurzem ausgeführte Bohrungen, worüber E. Gerber berichtet (Lit. 28), lassen erkennen,

dass das Aaretal oberhalb Bern eine ganz beträchtliche Tiefe besitzt. Bei Kiesen wurde in 88 m Tiefe die Molasse nicht erreicht, und ebensowenig traf man im Marzili bei Bern bis in 76 m Tiefe das anstehende Gestein. Diluviale Ablagerungen im Niveau der heutigen Aare bei Worblaufen und Steinibach deuten auf einen nordwärts gerichteten Lauf, der durch Bohrungsergebnisse bei Moosseedorf, Jegenstorf und Mattstetten bestätigt wurde (Lit. 49). Büchi berichtet von einem tiefsten Saanetal, das er festgestellt hat, dessen Sohle aber nirgends aufgeschlossen sei (Lit. 14). Er weist es der Erosionsperiode nach der zweiten Vergletscherung zu. Auch hat der gleiche Autor ein entsprechend tiefes Sensetal gefunden und beschrieben (Lit. 13).

Schardt versucht in seinen «Note complémentaire» über die Entstehung der Jurarandseen alte Flussläufe zu rekonstruieren (Lit. 61). Er führt eine alte Mentue durch den östlichen Teil des Neuenburgersees und lässt sie am untern See-Ende sich mit einer alten Zihl vereinigen.

Dieser hypothetische Lauf kann aus der heutigen Gestalt des Seebodens nicht wahrscheinlich gemacht werden. Von der Einmündung der Mentue in den See müsste diese über eine Terrasse geführt werden, die heute ein starkes Gefälle gegen das westliche Seebecken aufweist (Profile 5, 6, T. A. Bl. 285—287, 308—312, 324). Den gegenwärtigen Verhältnissen würde ein Flusslauf von der heutigen Mentuemündung direkt gegen das tiefere westliche Bekenstück besser entsprechen. Die kleinen Gewässer, die bei Estavayer und weiter abwärts den See erreichen, würden, zu einem Flüsschen vereinigt, noch imstande sein, das kleine Tal östlich La Motte auszuwaschen.

Sowohl O. Frey, als auch Albert Heim betonen die gewaltige Akkumulation von Schottermassen (Hochterrasse) nach der Bildung der tiefsten Erosionstäler. Diese Ablagerungen wirkten offenbar stauend auf alle obern Partien des Aaretalzug und seiner Seitentäler (Lit. 49, S. 15 und 16).

In Fläche IV befinden sich nun auch die drei subjurassischen Seen, deren Eintiefung mit der allgemeinen Talbildung in Zusammenhang steht. Ohne Zweifel hat ihre Eintiefung bereits mit der vor der Hochterrassenzeit einsetzenden Talbildung begonnen. Wie sich aus der Darstellung der Blätter des topographischen Atlases ergibt, liegen jedoch die Seeböden bedeutend tiefer als die durch Bohrungen festgestellte Talsohle der vor der Hochterrassenzeit durch Flusserosion entstandenen Täler.

Schardt hat die Bildung der Jurarandseen mit der Alpenrücksenkung im Sinne Heims erklären wollen (Lit. 61). Dieser Erklärungsversuch wird von Brückner (Lit. 53, S. 193) und auch von Bärtschi abgelehnt. Letzterer weist auf das gänzliche Fehlen rückläufiger Terrassen, die für eine Senkung sprechen würden, im Gebiete der Jurarandseen hin (Lit. 7, S. 191). Die Form der Seebecken

ist schon unter Fläche IV weiter oben besprochen worden. Hier wäre noch auf die auffallend weiträumige, wannenförmige Gestalt der Seebecken hinzuweisen. Diese kommt in den Querprofilen sehr gut zur Geltung (Profile 5, 6, 7, 8; Bärtschi, Querprofil durch den Bielersee, Lit. 7, S. 187). Diese Querschnitte zeigen, dass die Becken nicht durch Wassererosion, sondern durch die ausschleifende Tätigkeit der Gletscher ihre heutige Gestalt erhalten haben. Im Verhältnis zu ihrer Länge ist die Uebertiefung der Seen eigentlich recht gering, was auf einem in den wahren Verhältnissen gezeichneten Profil sehr gut zum Ausdruck kommt. Wesentlich ist der Umstand, dass alle drei Seen im Bereiche und im Streichen der hier gefalteten weichen Gesteine der oligozänen Molasse (bunte Mergel und Knauersandstein) liegen, wodurch die Gletschererosion in hohem Grade begünstigt worden ist.

Die ursprüngliche Tiefe der Broyetalfurche ist nicht bekannt. Mit Hinblick auf die wenig bedeutende Tiefe des Murtensees müssen wir aber annehmen, dass sie geringer war, als diejenige des westlichen Zuges. Wir dürfen diese Tatsache wohl damit in Zusammenhang bringen, dass der Hauptstromstrich des diluvialen Rhonegletschers dem Jurafuss entlang ging; betrug doch dessen Mächtigkeit auch in der Würmeiszeit hier gegen 800 m.

Verschiedene Erscheinungen lassen darauf schliessen, dass bereits vor der Risseiszeit in der subjurassischen Depression ein grösserer See existierte.

In 460—480 m findet man im Seeland ausgedehnte Felsterrassen, auf denen teilweise Riss-Schotter lagert (Lit. 44), oder die von Jungmoränen bedeckt sind (Lit. 7). Diese Vorkommen wurden bei der Besprechung der Fläche III genannt und sind in einer besondern Kartenskizze verzeichnet. Ausserhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes, unterhalb Solothurn, im breiten Raum zwischen Jura und dem höhern Mittelland südlich Langenthal, befinden sich ähnliche Terrassen (Lit. 1, S. 19; 46, S. 162 ff.; 23, S. 48). Im Birchiwald bei Gümligen ist die Molasse in 580 m unter Riss-Schotter ebenfalls anstehend (Lit. 49, S. 9). Im Seeland hat Bärtschi diese Felsterrassen als Abrasionsterrassen eines interglazialen Sees erklärt. Bei der Ablagerung der Hochterrasse musste tatsächlich in der Jurarandzone ein starker Aufstau erfolgen, weil diese Schotter im Aargau und dem Rhein nach abwärts die vorher tiefen Talrinnen sehr hoch hinauf auffüllten (Lit. 23, 33). Deshalb kann man sehr wohl annehmen, dass zu dieser Zeit in der Jurarandzone ein grosser interglazialer See entstand, dessen Wellenschlag imstande war, die Terrassen zu schaffen. Das Fehlen eines Gefälles und die langen, zusammenhängenden Terrassen am Neuenburgersee, am Rande des Broyetales und bei Kerzers, wie sie Bärtschi aufführt (Kartenskizze), sprechen für diese Erklärung.

Ausserhalb des Seelandes, im Aaretal und im Oberaargau könnte dieselbe Erscheinung nicht auf die gleiche Weise erklärt werden.

Die Erosionsperiode vor der Ablagerung der Hochterrassenschotter muss eine sehr lange gewesen sein. Es ist leicht denkbar, dass das Einschneiden in die Tiefe nicht gleichmässig erfolgte, sondern dass die Flüsse sehr stark auch seitwärts erodierten, wofür die breiten Talungen sprechen. Das würde die Möglichkeit gegeben haben, dass Talterrassen entstanden, die noch heute vorhanden sind und auf die die Hochterrassen mit abgelagert wurden. Die Erscheinung würde ähnlich sein, wie die Terrassenbildung im postglazialen Aaretal unterhalb Bern. Das Fehlen von Rhonematerial in diesen Hochterrassenschottern des Gäus und Oberaargaus (Lit. 46) deutet darauf hin, dass der Rhonegletscher zu dieser Zeit (Hochterrassen-Eiszeit) das westschweizerische Mittelland nicht berührte. Dies würde den Seeaufstau noch wahrscheinlicher machen, und das Fehlen der Hochterrassenschotter im Seeland würde dadurch eine einfache Erklärung erhalten.

Nach Ablagerung des Hochterrassenschotters setzte die Erosion wieder ein, und die Flüsse schwemmen einen grossen Teil der Schotter weg, ohne die frühere Tiefe wieder zu erreichen (Lit. 11, 23, 33). Auf den seitwärtigen Felsterrassen blieben die Ablagerungen am besten geschützt. In diese Interglazialzeit, die lange gedauert haben muss, datiert Büchi ein sehr breites Saanetal, dessen Sohle etwa 30 m über der heutigen lag (Lit. 14). Dies deutet auf eine Erosionsbasis im Seeland, die sich entsprechend hoch über der heutigen befinden musste. Ein Aarelauf, 15—20 m über dem heutigen Aarespiegel bestätigt diese Vermutung. Auch dieses Tal besitzt eine beträchtliche Breite (Lit. 49, S. 15).

Zusammenfassend wäre also zu sagen, dass die Ausbildung der Fläche IV bis in die mittlere Diluvialzeit reicht, da sie sich aus verschiedenen Elementen zusammensetzt, aus Erosionsformen wie Aufschüttungen, die uns die Haupteintiefung der gesamten Zone IV in der der Hochterrassenzeit vorangehenden Interglazialzeit annehmen lassen.

Daher müssen die Flächen III, II und I ein höheres Alter besitzen. Ueber dessen Bestimmung werden wir im folgenden Abschnitt zu handeln haben. Hiezu sei vorausgeschickt, dass zu Fläche III a auf dem Uebersichtskärtchen auch alle Vorkommen der Fläche III b hinzugezogen worden sind, weil sie mit ihrer quartären Ueberdeckung in dieselbe Höhe hinaufragen; genetisch gehören sie aber zu Fläche IV.

Bei den eben genannten Flächen III—I handelt es sich stets um mehr oder weniger breite Abtragungsflächen, die an vielen Orten schief über die Schichtflächen verlaufen. Da nach den bisherigen Ausführungen die Haupteintiefung der grossen, breiten Talzüge bereits vor der Hochterrassenzeit erfolgt sein dürfte, kommen für die Ausbildung der höher gelegenen Abtragungsflächen nur noch die Günz-Mindel-Interglazialzeit und die Präglazialzeit in Betracht. Es wäre also die Möglichkeit gegeben, während zwei Erosions-



perioden zwei Abtragungsflächen zu schaffen. Wie aber verhält es sich mit der dritten?

Bei weiterer Betrachtung der Querprofile und der Strukturverhältnisse des Molasseuntergrundes lässt sich feststellen, dass die Fläche III a fast durchwegs über den weichern Gesteinsschichten der untern Süsswassermolasse liegt, während die Flächen II und I meist über die etwas härteren Sandsteinbänke der marinen Molasse hinwegsetzen. Von diesen beiden Flächen muss die Fläche II die jüngere sein. Wie sich aus der Karte und den früheren Ausführungen ergibt, besitzt sie eine grössere Verbreitung, weshalb für ihre Entstehung die abtragenden Vorgänge einer längern Periode angenommen werden müssen. Dabei dürfte es sich in erster Linie um fluviatile Wirkungen handeln, Abspülung, Tiefen- und Seitenerosion der damaligen Flüsse, deren Erosionsbasis im allgemeinen etwa 130—170 m über der heutigen gelegen haben muss.

Für die zeitliche Einordnung dieser Niveaus haben wir nur ganz wenige Anhaltspunkte, und diese beziehen sich nur auf Fläche II. Im Forst und am Frienisberg liegen an vielen Stellen die «Plateauschotter», die Prof. Nussbaum beschrieben hat, und die er zu den Schottern der Mindelvergletscherung, also zum jüngern Deckenschotter zählt (Lit. 48). Büchi beschreibt ein ältestes Saanetal, dessen Sohle im Niveau der Fläche II lag, und das er als Tal der Günz-Mindel-Interglazialzeit anschaut (Lit. 14). Nach dieser Darstellung hätten wir Fläche II als Reststück einer Durchtalung vor der Mindeleiszeit aufzufassen. Auch die allgemeine Höhenlage entspricht dem Niveau, auf dem im untern Aaretal und am Rhein die jüngern Deckenschotter abgelagert wurden (Lit. 22, 48). Fläche II steigt aus etwa 600 m gegen den Alpenrand und gegen die Rhone-Rhein-Wasserscheide auf 700—800 m (je nach Entfernung vom Alpenrand), am Austritt des Aergera- und des Sensetales aus den Voralpen bis auf 880 m an.

Auffallend ist die Tatsache, dass wir für die Fläche II ein sehr weitverzweigtes Talsystem feststellen können, das allerdings sehr stark überarbeitet erscheint und von dem wir nicht mit Sicherheit behaupten können, dass alle diese Talungen wirklich dem Alter nach zusammen gehören. So gibt es keine Anhaltspunkte, um die Rinnen, die südlich und nördlich von der Giebelegg vorbei gegen Schwarzenburg und Ueberstorf, sowie dem Schwarzwasser entlang gegen Flamatt hinziehen, zeitlich dem entsprechenden Niveau des Forst beizuordnen. Gleiches lässt sich auch von den Talungen, die von der Sense gegen Alterswil und Marly führen, sagen. Wir können aber feststellen, dass diese Täler im grossen und ganzen gleichsohlig ineinander übergehen, wenigstens ein recht gleichmässiges Gefälle aufweisen. Dies lässt sich an den soeben genannten Talungen konstatieren. Der Talzug von Romont senkt sich mit sehr gleichmässigem Gefälle gegen die die Saane bei Freiburg begleitenden Plateauflächen. Ebenso verhält es sich mit der den

Alpenrand von Châtel-St. Denis gegen Vaulruz und den Giblouxfuss begleitenden Talung. Ebensovienig weist die Fläche II im Bereich des Broyetales von Palézieux bis Payerne oder am westlichen Joratabfall Gefällsbrüche auf.

Diese Feststellung kann nur in den grossen Zügen gemacht werden, da die glaziale Ueberarbeitung viele Veränderungen mit sich brachte, die im Emmegebiet fehlen, wo dieselbe Feststellung für den Günz-Mindel-Talboden auch gemacht wurde (Lit. 47).

In diese Fläche II hineingesenkt, erscheint Fläche III a vorwiegend im Bereich der Jurasenke und deren südlichem Rande. Im Niveau dieser orographisch sehr gut feststellbaren Fläche III a finden wir keine Anhaltspunkte, um sie zeitlich in die übrigen Flächen einzufügen. Auffallend ist aber, dass die Fläche III a überall da gut entwickelt ist, wo man annehmen muss, dass die diluvialen Gletscher am meisten den Boden abgenutzt haben. Dies gilt für die breite Fläche südlich des Neuenburgersees sowohl wie für die niedrigen Hügel zwischen diesem See und dem Broyetal. Zwei tiefe Flusstäler lagen hier verhältnismässig nahe beieinander. Sie wurden beide von den Eisströmen ausgeweitet und der schmale dazwischenliegende Hügelzug wurde dabei erniedrigt. In gleicher Weise kann man sich diesen Vorgang im bernischen Seeland vorstellen. Die Entstehung des gegen Laupen vorspringenden Dreiecks der Fläche III a lässt sich ebenso denken. Die Eintiefung dieses Teiles mag hier noch durch einen vor der Riss-Eiszeit aus der Gegend von Klein-Bösingen gegen Biberen-Kerzers sich wendenden Saanelauf wesentlich gefördert worden sein (Lit. 14). Begünstigt wurde ferner die Abtragungstätigkeit der Gletscher durch die bereits genannte Tatsache, dass überall, wo Fläche III a in grösserer Ausdehnung auftritt, sie in die meist aus weichern Schichten (Knauersandstein und Mergel) bestehende untere Süsswassermolasse eingearbeitet ist. Die kleinen, in das Niveau der Fläche II hinaufgehenden Teile im Mt. Vully, Jolimont, Budlei und Jensberg werden durch stehengebliebene, härtere Schichten der marinen Molasse (Muschelsandstein) gebildet.

Im Bereich der tiefern Talungen, wo auf grössere Erstreckungen die untere Süsswassermolasse durch die Flusserosion schon aufgeschlossen war, konnten die Gletscher im weichern, wenig Widerstand leistenden Gestein, wirkungsvoll arbeiten und das Land um grössere Beträge erniedrigen. Dass die Gletschererosion im westschweizerischen Mittelland nicht gering anzuschlagen ist, beweisen auch die genannten, meist breitwännigen Talzüge, die westlich der Saane vorwiegend auftreten und sich in nordöstlicher Richtung, genau entsprechend der Bewegungsrichtung des diluvialen Rhonegletschers, hinziehen. Sie sind an mehreren Orten durch das Vorkommen von Moränen und muldenartigen Torfmösern gekennzeichnet, so z. B. in den Talungen am Biberenbach bei Cour-

nillens, Jeuss, der Sonnaz bei Seedorf und Corjolens, an der Glâne bei Villars St. Pierre und Romont.

Eine weitere Stütze der Annahme von Gletschererosion ist die Tatsache, dass unterhalb unseres Untersuchungsgebietes Fläche III a zu fehlen scheint. Wir treten gegen Solothurn bereits in die Endzone des würmeiszeitlichen Rhonegletschers ein (Lit. 46) und auch der risseiszeitliche Rhonegletscher soll nach Mühlberg und Niggli sehr lange Zeit fast gleich weit gereicht haben (Lit. 42).

Nach diesen Ausführungen gelangen wir zum Ergebnis, dass sowohl Fläche II als auch Fläche III a der Entstehung nach im wesentlichen in die erste Interglazialzeit gestellt werden müssen, mit der weitem Feststellung, dass die aus weichern Schichten bestehende Fläche III a infolge der glazialen Abschleifung durch die spätern Eismassen aus Fläche II hervorgegangen sein dürfte.

100—150 m höher als Fläche II legt sich Fläche I über die höchsten Erhebungen des Mittellandes hinweg. Sie setzt an den nördlichsten Joratausläufern in etwa 700 m ein und steigt gegen die Alpen bis auf etwa 1100—1200 m an. In westlicher Richtung ist der Anstieg geringer.

Fläche I ist in der Höhe viel weniger ausgeglichen, als Fläche II. Sie ist durch die Talungen stark aufgeteilt in verschiedene Stücke, die als Reste der präglazialen Landoberfläche zu gelten haben. Diese Reststücke wurden von der seitherigen Abtragung durch Wasser und Eis stark überarbeitet. Die auffälligste Erscheinung der Ueberarbeitung sind die grossen Talzüge. Die Restflächen dieses Niveaus sind meist recht breite Rücken oder sogar Plateaustücke wie im Jorat. Diese Flächen müssen älter sein, als das ganze Eiszeitalter, denn alle Erscheinungen, die auf die Eiszeit zurückgeführt werden können, sind in sie eingetieft. Auf der Fläche I ist die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen nicht sehr bedeutend; namentlich sind sie am Jorat wenig mächtig (Lit. 54). Die Abdachung dieser Fläche vom Alpenrand zum Jura ist einheitlich, wie schon Brückner feststellte (Lit. 53), ebenso ist sie gleichmässig von der Wasserscheide im W zur Saane. Die allgemeine Höhe dieser Erhebungen stimmt gut mit den Feststellungen überein, die R. Frei in der mittlern und östlichen Schweiz gemacht hat (Lit. 22) und wie sie von Brückner dargelegt wurden (Lit. 53).

Wie R. Frei für das Gebiet der Deckenschotter berichtet, und Nussbaum für das Aare- und Emmegebiet dargelegt hat (Lit. 49), lässt sich auch in unserem Untersuchungsgebiet anhand der Höhenzahlen feststellen, dass die präglaziale Landoberfläche nicht eine annähernd ausgeglichene Ebene sein konnte, sondern in ihren obern Partien recht grosse Höhenunterschiede besass. Mt. Gibloux (1212 m), Schwendlenberg-Guggershörnli (1298 m, 1283 m) und die Giebelegg (1131 m) haben das allgemeine Niveau wohl beträchtlich überragt. Recht deutlich lässt sich diese Tatsache am



Mt. Gibloux feststellen, wo um die ganze Erhebung wie eine Terrasse ein weniger hoch emporragendes Flächenstück läuft. Gleiches ist beim Guggershörnli und den nordwestlich vorgelagerten Stücken der Fläche I zu bemerken.

Fläche I setzte am Alpenrand in etwa 1100 m ein, wie Brückner angibt (Lit. 53). In dieser Höhe finden sich namentlich östlich der Saane im Flysch der ersten Voralpenkette, der der Erosion doch keinen besondern Widerstand entgegengesetzte, eine Folge von Terrassenvorsprüngen, die alle mit ihrem verhältnismässig geringen Gefälle auf eine Fortsetzung im Mittelland deuten (Profile 7—12). Westlich des Mt. Gibloux, am Moléson und Niremont sind diese Ansatzstellen weniger deutlich zu sehen (Profile 2—4). Ansätze dazu sind aber doch vorhanden.

Die gesamte Fläche I setzt sich über das ganze Mittelland hinweg, ohne sich den Gesteinsschichten anzufügen. Diese werden vielmehr von ihr glatt geschnitten (Profile 1—12).

Ein Vergleich zeigt, dass die Reste der präglazialen Landoberfläche am Alpenrand nach diesen Feststellungen etwa 500 m tiefer liegen, als Machatscheck und Staub (Lit. 38) und Beck (Lit. 9) für den Ausgang des Rhonetales und des Aaretales angegeben haben. Müssen wir aus dieser Differenz auf einen allgemeinen Abtrag von so gewaltigem Ausmasse schliessen?

Im Mittelland finden sich keine Anhaltspunkte, nach denen man berechtigt wäre, auf eine auch nur annähernd entsprechende Höhe der präglazialen Landoberfläche zu schliessen, wie sie nach den eben genannten Publikationen bestanden haben soll. Obschon wir auch annehmen müssen, dass grosse Gesteinsmassen abgetragen wurden, berechtigen die heute erkennbaren Tatsachen nicht zur Annahme auch nur annähernd so grosser Beträge. — Für eine nachträgliche Rücksenkung der alpennähern Teile des Mittellandes lassen sich keine Tatsachen beibringen.

## **F. Zusammenfassung der Vorgänge während des Eiszeitalters.**

Versuchen wir kurz die Vorgänge der Eiszeit darzustellen, wie sie sich aus der Untersuchung ergeben haben!

1. Vor Beginn der Eiszeit bestand im westschweizerischen Mittelland eine flachwellige, schwach vom Alpenrand gegen den Jura-fuss geneigte Landoberfläche von gleichmässiger Neigung, die geringer war, als sie für Fläche I jetzt angegeben wurde. In ihr hatten sicher einige Flüsse breite Rinnen gegraben. So bestanden ohne Zweifel eine Sammelrinne am Jurafuss, ein Saanelauf in der Gegend des heutigen und ebenso ein Aaretal, die beide dem Jura zustrebten.