

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 26 (1933)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän  
**Autor:** Beck, Paul  
**Kapitel:** VI: Zur Altersbestimmung der Deckeschottereiszeiten  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-159273>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 15.03.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Flusschotters ausserhalb der fluvioglazialen Reihe. Das Gefälle entspricht einer alten Landesoberfläche, die gegen die Donau hinaus so hoch liegt, dass die Kuppe des Stauffenberges gerade in ihr Niveau zu liegen kommt. Rekonstruiert man eben mit Hilfe des Hohen Firstes und des Stauffenberges die Landesoberfläche, so staffeln sich alle andern Schotter unter ihr Niveau ein, sind also jünger.“ Der besichtigte Schotter unterschied sich bei gleichem petrographischem Bestand vom vorher besuchten Donauschotter einzig durch das Zurücktreten des fluvioglazialen Charakters. Er lag unter dem „Günzschotter“ EBERLS und wäre demnach stratigraphisch, wie ja EBERL selber feststellt, sein DI-Schotter. Sein etwas mehr fluviatiler Charakter lässt sich ebensogut als Ablagerung in einer peripheren Entwässerungsrinne deuten, wenn nicht als Depot aus einer Zeit, als der Gletscher schon viel weiter zurückgegangen war. Der Kontakt mit dem Tertiär ist selten aufgeschlossen, nur auf kurze Strecken und ohne dass sein Verhältnis zur ganzen Unterlage bestimmt werden könnte. Daher kenne ich keine zwingenden Gründe, den Ottobeurer Schotter vom Donauschotter abzutrennen und durch Extrapolation, gestützt auf die knappen Auflagerungsflächen, über 50 km Unterbruch hinweg mit dem Stauffenberg in Beziehung zu setzen.

Die grösste Bedeutung von EBERLS umfassender Arbeit scheint mir darin zu liegen, dass er im klassischen alpinen Vereisungsgebiet den starren und hemmenden Panzer sprengte, den die PENCK-BRÜCKNER'sche Vierheit der Eiszeiten an alle europäischen Forschungen legte und nachwies, dass mit 4 Vereisungen in den Alpen nicht auszukommen ist. Die vorstehenden Umdeutungen beweisen den hohen Wert der extensiven Einteilung EBERLS, welche den Vergleich mit andern reichhaltigen Gebieten ermöglicht. Vorstehend sind die Ergebnisse zusammengefasst.

## VI.

### Zur Altersbestimmung der Deckenschottereiszeiten.

#### 1. Über das Verhältnis des Glazials zum Pliozän.

Die Zusammenstellungen der Eiszeiten in Europa lassen eine grosse Übereinstimmung und Gesetzmässigkeit erkennen. Zuerst muss auffallen, dass sich die beiden letzten grossen Eiszeiten in allen in Betracht gezogenen Untersuchungsgebieten sehr gleichmässig, wahrscheinlich sogar völlig übereinstimmend, entwickelten. Die drei ausgezeichneten Moränenlagen der Würmeiszeit wiederholen sich überall. Aus den Interstadialen und dem Niederterrassenverlauf zeigt sich, dass die beiden äussern durch eine tief greifende Schwankung vom innern Jungmoränenkranz getrennt sind. In ähnlicher Weise

wie der Hauptwürmvorstoss besitzt auch der am weitesten ausgreifende Rissvorstoss einen stellenweise deutlichen Halt, der an der Rhone und an der Wertach in Bayern noch durch eine besondere Terrasse gekennzeichnet ist. Beweise für eine bis in die Alpen rückgreifende Schwankung fehlen bisher überall, so dass die Riss-Saaleiszeit als eine einheitliche aufgefasst werden darf. Würm und Riss bilden somit die Grundlage der weiteren Parallelisierung.

Älter als die beiden Vereisungen, die sich auch in der Frische des Materials nahestehen, ist eine bedeutende Warmzeit, die in der Ukraine den mächtigsten begrabenen Boden, bei uns weitgehende Seeausfüllungen und die Hauptschieferkohlen entstehen liess, und welcher auch die interessanten fossilreichen Cromer forest beds in England angehören. Die nächstältere Vereisung, die Glütsch-Elsteriszeit, konnte bisher weder auf den britischen Inseln, noch im Rhonegebiet und auch nicht in den Pyrenäen nachgewiesen werden. Auch südlich der Alpen sind keine ihr zugehörigen Moränen bekannt. Der Einfluss des atlantischen Ozeans und des Mittelmeeres drängte offenbar die Vereisungsgrenzen nach Osten zurück und zwar sowohl in Fennoskandien-Nordwestdeutschland, als auch in den Alpen. Ähnlich wie zur Würm-Weichseleiszeit nahm die Westgrenze der nordischen Vereisung mehr einen meridionalen Verlauf statt eines mit den Breitenkreisen verlaufenden wie zur Riss-Saalezeit. Eine vierte, noch ältere Vereisung ist bis heute erst neuestens in Polen nachgewiesen und durch den untersten Löss der Ukraine angedeutet. Die Vereisung konnte sich im Norden offenbar nur in der damals kontinentalsten Zone Fennoskandien-Polen-Ukraine auswirken. In den Alpen sind diese beiden Eiszeiten vom Aaregebiet bis zum Lech durch verschiedene Moränenvorkommnisse dokumentiert. Glütsch und Kander fanden im PENCK-BRÜCKNER'schen System nicht Platz, trotzdem F. MÜHLBERG zeitlebens für eine fünfte Eiszeit eintrat und ED. BRÜCKNER den englischen Forscher Du Riche Preller (183) anführt, der als erster im Kandergebiet 3 Eiszeiten erkannte. Nach den englischen Verhältnissen mit 2 Eiszeiten beurteilt, stellte letzterer sämtliche Deltaschotter der Gegend von Thun samt der Hahnimoräne an der Kander ins Pliozän.

Das Nichtbeachten der heute an der Aare, der Linth, der Glatt und im Iller-Lechgebiet durch Moränen nachgewiesenen beiden Hochterrassenvereisungen hatte zur Folge, dass die drittletzte nordische Vereisung statt mit Glütsch mit Mindel und die viertletzte mit Günz parallelisiert wurde. Allerdings wies H. GAMS (61) in den letzten Jahren mehrmals darauf hin, dass unter den nordischen Interglazialen noch keines gefunden worden sei, das der von PENCK, BRÜCKNER, ALBERT HEIM, J. HUG u. a. nachgewiesenen grossen Erosionsepoche zwischen den Deckenschottern einerseits und den Hochterrassen- und Rinnenschottern andererseits bezüglich Dauer entsprechen könnte. Da die Moränen der Kander- und Glütscheiszeit in einem

System auftreten, das ihre Anwesenheit sowohl am Alpenrand als auch ausserhalb der Jungmoränenzone klarlegt, so kann nach menschlichem Ermessen am Eiszeitcharakter der beiden nicht gezweifelt werden. In diesem Sinne spricht auch ihre 3-fache Wiederholung. Auf das nordische Glazial übertragen, würden sich die interglazialen Schwankungen aus der Gegend der Warthemoränen bis gegen die Stockholmer-Salpausselkämoränen (Interlaken) hin verfolgen lassen. Folgen wir der in der Geologie üblichen stratigraphischen Beweisführung, so können wir nicht anders als Glütsch und Kander der Elster und dem neuen polnischen Jaroslawien und dem 4. und 5. Löss von Krokos gleichstellen. Damit fällt die Notwendigkeit eines ca. 200000-jährigen Interglazials dahin, indem diese Zeit dann voreiszeitlich oder pliozän wird.

Damit kommen wir auf das grosse Ergebnis der vorliegenden Studie. In allen Ländern wird die den Glazialablagerungen vorangehende Zeit im allgemeinen als Plioizän bezeichnet. Besondere Unsicherheiten bestanden bei den englischen Ablagerungen und im französischen Rhonegebiet, also den beiden Zonen, welche nur die beiden letzten Eiszeiten mit Sicherheit nachweisen, wo man also auf die ältern fahndete (Cromer forest beds bis Chillesford Crag, Calabrien). In den fraglichen Gebieten handelt es sich um Ablagerungen, die sich zeitlich neben Eiszeiten und Interglazialen der Kontinentalzone bildeten. Die grosse „Interglazialzeit“ der Alpen, die vermutlich so lange dauerte wie alle spätern Vereisungen zusammen, fällt demnach ohne weiteres ins Plioizän und die 4 alpinen Deckenschottereiszeiten erst recht. So ergibt sich, dass das Plioizän und das Pleistozän oder Glazial nicht nacheinander, sondern vorwiegend nebeneinander angeordnet sind und die Rolle verschiedener Fazies spielen. Von den ca. 600000 Jahren alpiner Glazialzeit fallen in England und im französischen Rhonetal nur 120000 Jahre, in Nordwestdeutschland 190000 und in Polen 240000 Jahre nachgewiesenermassen auf Eiszeiten und Zwischeneiszeiten. Die grosse Interglazialzeit konnte sich ausserhalb der Alpen als besondere Wärmezeit auswirken, wie sie aus dem Plaisancien und dem Astien des marinen Rhonegolfes bekannt geworden ist. So ist es auch leicht verständlich, wenn H. G. STEHLIN und andere Säugetierpaläontologen feststellen, dass ausserhalb des Zwischengebietes zwischen nordischer und alpiner Vereisung sich die Säugerfauna gleichmässig entwickelt habe, dass erst ihre jüngsten Gruppen eine stärkere arktische Beeinflussung erkennen lassen und dass der ausgedehnteste Vorstoss der kälteholden Fauna nach Süden (Italien) erst nach der Würmeiszeit in der Magdalénienperiode stattgefunden habe, eine Erscheinung, auf die weiter unten nochmals eingetreten wird.

Die Feststellung der weitgehenden Gleichaltrigkeit der pliozänen und pleistozänen Fazies und die durch die Zwischeneiszeiten bedingten



Verknüpfungen beider Zonen beleuchtet auch die Schwierigkeit, sog. Leitfossilien tierischer oder pflanzlicher Natur namhaft zu machen. Die faziellen Differenzen überwiegen die Altersunterschiede bei weitem.

Noch sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diesen Ausführungen immer nur nachgewiesene Vereisungen zugrunde gelegt wurden. Damit soll nicht gesagt sein, dass in den betreffenden Gebieten keine ältern Eiszeiten gewesen seien. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die britischen Vereisungszentren wenigstens während der Glütsch-Elstereiszeit ebenfalls vergletschert waren. In den Alpen des Rhone-tales und am Alpensüdrand besitzen wir im Burgfluhniveau, das sich durch Flussverlegungen auszeichnet, zahlreiche morphologische Verhältnisse, die sich nur durch Gletschermitwirkung erklären lassen (Entstehung der Talanlagen im Vierwaldstätter- und insubrischen Seengebiet). Möglicherweise befinden sich bei Chiasso-Balerna sogar noch Deckenschotterreste.

## **2. Beziehungen zu den Sundgauschottern und Vogesensanden des Berner Jura.**

Die eben dargelegte Auffassung vom pliozänen Alter der Deckenschotter soll im Folgenden noch genauer auf Möglichkeit und Richtigkeit geprüft werden.

Die nächsten Vergleichsmaterialien liefern die Umgebung von Basel und der nördliche Bernerjura. Über den Nieder- und Hochterrassen des Rheintales erheben sich die beiden Deckenschotterterrassen und folgen der heutigen Richtung des Stromes nach Norden. Westlich von Basel dehnt sich in wesentlich höherer Lage gegen die burgundische Pforte hin die Platte des Sundgauschotters aus, der den ersten Vorstoss alpiner Gerölle über den Jura hinaus ins Elsass darstellt, als die Entwässerung des Schweizer Mittellandes und der Furche zwischen Jura und Schwarzwald noch zur Saône ging. Bisher fehlen daraus Fossilien. Um einen bedeutenden Zeitabschnitt älter müssen die pontischen Vogesenschotter und -sande sein, die bei Charmoille in der Ajoie Hipparion und im Delsbergerbecken *Dinotherium giganteum* Kaup. und *Rhinoceros incisivus* Cuv. lieferten, da sich die Entwässerungsverhältnisse inzwischen direkt gekreuzt haben. Zwischen Sundgauschotter und Vogesenschotter fällt überdies die dortige Hauptfaltung des Juras, da Charmoille und das Bois de Raube durch hohe Jurafalten getrennt sind, die niemals Vogesenmaterial ins Delsbergerbecken eindringen liessen. Da die pontischen Ablagerungen diskordant auflagern, so muss ihnen eine erste schwächere Faltungsphase des Juras vorausgegangen sein und sie von den sarmatischen (= tortonischen) Dinotheriensanden und Mergeln des Delsbergerbeckens und den ältern Schichten des Torton, Helvétien usw. trennen. Aus diesen allerdings mehrfach unterbrochenen Ablagerungen

ergibt sich, dass die Deckenschottereiszeiten bedeutend jünger sein müssen als das Pontien des Bernerjuras.

### 3. Alpine Felsterrassen und marines Pliozän.

Weitere Anhaltspunkte zur Datierung der Deckenschottereiszeiten liefern die grossen alpinen Felsterrassensysteme und ihre Verknüpfung mit marinem Pliozän (= Piacentino = Plaisancien) am Südfuss der Alpen. Seit dem tortonisch-sarmatischen Rückzug der Meere bildeten sich aus noch unbekannter Ursache in Europa, im Mittelmeergebiet bis nach Afrika, aber auch in andern Kontinenten, weitreichende Terrassensysteme, deren Abstandsproportionen gut übereinstimmen. Viele dieser teils eustatisch, teils epirogenetisch entstandenen Terrassen zeichnen sich durch aufgelagerte Sedimentationszyklen aus, die Faunen, Floren und bei den jüngern Vorkommnissen auch Artefakten führen. Ihr Alter kann daher oft genau bestimmt werden.

Im Berner Oberland unterschied der Verfasser (29) 1921 ein Simmenfluhniveau von 1500 m an, ein Burgfluhniveau in ca. 1000 m, ein Kirchetnivea in ca. 700 m und ein sich mehr im Alpenvorland entfaltendes Hilterfingennivea in ca. 600 m Höhe, dann noch die tiefsten See- und Talböden bei ca. 300—340 m. 1922 beschrieb R. VON KLEBELSBERG (102) die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. 1923 datierte A. WINKLER (158) die am Ostrand der Alpen vorkommenden Flächensysteme, indem er auf die engen Beziehungen zwischen den alpinen Terrassen und den benachbarten Trans- und Regressionen hinwies. Er stellt eine „weitgehende Zerschneidung des ältermiozänen Reliefs“ fest, die auf der Sarmatien-Pontiengrenze einen Höhepunkt erreicht. „Das Einsetzen der grossen pontischen Transgression hebt das Fortschreiten der tiefen Zertalung im Gebirge für lange Zeit auf oder mindert sie wenigstens im allgemeinen herab. Es bilden sich am Alpensaume Gürtel von Abtragungsflächen oder spätreifen Hügel-Mittelgebirgslandschaften. Mit dem Ende des Pontien setzt wieder eine Senkung der Erosionsbasis ein, die bis zum Quartär fort dauert.“ Seither blieb die Terrassenfrage im Fluss durch spezielle schweizerische Arbeiten von J. CADISCH (48, 49), F. MACHATSCHKE (110, 111), W. STAUB (111) und vom Verfasser (37), sowie die Verwendung der ostalpinen Systeme und Datierungen in vielen neuen geologischen Publikationen. Allerdings klafften die Altersbezeichnungen im W und E weit auseinander. Hervorzuheben ist, dass die drei Hauptterrassen wirklich in überraschender Weise die Alpen von N nach S und W nach E auch in übereinstimmender Höhenlage durchziehen. Die nächsten marinen Pliozänvorkommnisse, diejenigen am Orta- und am Langensee, dasjenige an der Breggia in der Nähe von Balerna im Südtessin und das entferntere vom M. S. Bartho-

lomeo über Salò am Gardasee liegen mit grösster Wahrscheinlichkeit auf der zweitobersten Einebnungsfläche, also auf dem Burgfluh-niveau, wie schon A. PENCK in den „Alpen im Eiszeitalter“ in Profilen darstellte (134) oder im Kirchetniveau.

Am klarsten liegen die Verhältnisse am Gardasee, weil dort ein mächtiges Tal als geschlossene Einheit in die Poebene hinaus mündet. Das ausschlaggebende Vorkommnis ist das marine Pliozän des Monte S. Bartolomeo (568 m) über Salò (65 m), das also schon innerhalb des Mündungstrichters auftritt. Über der Scaglia tritt von 500 bis 530 m gegen N ansteigend ein mariner Ton mit pliozänen Foraminiferen, *Nassa semistriata* BROCC., *Turritella subangulata* BROCC., *Ringiculella buccinea* BROCC., *Arca diluvii* Lk. u. a. auf, also alles Arten, die im Piacentino vorkommen. Umstritten ist dagegen das Alter der überlagernden Nagelfluh, die nach A. PENCK nicht fluvioglazialen Charakter trägt, sondern eher dem Villafranchiano angehören soll, was aber glücklicherweise für unser Problem keine Bedeutung hat (134). Nirgends am Alpensüdrand lässt sich das rasche Aufsteigen der alpinen Altflächen und Terrassen schöner beobachten als nördlich von Verona und am Gardasee. Der tektonische Anstieg setzt sich aber nicht weit alpeneinwärts fort, sondern geht bald in die üblichen Terrassengefälle über. Östlich vom Gardasee reicht der M. Baldo mit 2218 m mit zackigen Felsen hinauf in die Gipfflur, die etwa mittelmiozänen Alters ist, da der altmiozäne M. Brione am obern Seeende parallel mit dem M. Baldo gefaltet ist. Die obersten Verflachungen des Simmenfluhniveaus streichen, wie schon R. VON KLEBELSBERG darlegte, mit der Punta di Naole in 1660 m in die Luft hinaus. Eine zweite Zone ausgedehnter Verflachungen bildet die im S breite horizontale Terrasse, die in ca. 1000 m Höhe dem Gardasee 30 km weit bis ans obere Ende folgt, sich aber vom M. Castelle (991 m) und Dosso Buca Pomar (1114 m) rasch zum M. Risare (877 m), M. Belpo (834 m), M. Luppia (418 m) und S. Michele (342 m) zur Ebene senkt. Im Gegensatz zu diesen geschlossenen Verhältnissen ist das Westufer durch Flussläufe durchtalt; aber die 1000 m-Terrasse zeigt sich immer wieder in Bergrücken und Terrassen besonders im Gebiet von Tignale, Gargnano und Toscolano-Maderno bis weit in die Seitentäler hinein. Von Gardone bis Salò setzt das Absinken ein: M. Lavino 907 m, M. Tratt 802—681 m, M. S. Bartolomeo 568 m, wobei der alte Fels in 500 bis 530 m ansteht.

Was die Genauigkeit der Einordnung vermindert, ist die Tatsache, dass das gegen den Alpenrand stark abgebogene Burgfluh-niveau sich in der Gegend der Pliozänvorkommnisse mit den fast horizontalen, mehr im Vorland entwickelten Terrassenresten der Kirchet- und Hilterfingenniveaux schneidet, so dass der einzelne Rest auch mit diesen Flächen in Beziehung gebracht werden kann. Der M. San Bartolomeo kann auch der Terrassengruppe Tresnico 515 m (über Gardone), Sasso 536 (über Gargnano, Rabione 535, Voltino 559 (Tremosine) und Pregasina 550 am Westufer und S. Zeno

di Montagna 583 m am Ostufer zugezählt werden. Da die Deckenschotter sicher auf der Burgfluhhöhe vorkommen und das marine Pliozän jünger sein dürfte, so ist es wahrscheinlicher, dass es im Kirchetniveau vorkommt. Dadurch wird der Anschluss an die tiefsten Talböden viel wahrscheinlicher, deren Entstehungsgeschichte besonders in den Seen auch heute noch unabgeklärt ist. Am Gardasee würde sich zwischen dem Kirchetniveau und dem tiefsten Seeboden ein Höhenunterschied von ca. 1300 m ergeben und mit dem Kirchetniveau immer noch ca. 800 m. Die hohe Lage des marinen Pliozäns schaltet die Annahme einer tieferen Terrasse aus. Das marine Pliozän erscheint hier wie im Gebiet der insubrischen Seen als Relikt einer Fjordauffüllung.

Schwerer zu bestimmen ist die Einordnung der vielen Piacentin-vorkommen zwischen Comer- und Ortasee, da der Alpenrand durch ein Wirrwarr von Tälern in einzelne Berge zerlegt ist, wobei natürlich die direkten Zusammenhänge der Terrassenstücke fehlen und durch den Forscher verknüpft werden müssen. Gute Überblicke zur Verbindung der Terrassen geben der M. Mottarone zwischen Langen- und Ortasee sowie der M. Brè bei Lugano, teilweise auch der Berg- rücken M. S. Salvatore-Carona. Die Landschaftsformen aller dieser Panoramen werden dadurch gekennzeichnet, dass die Seeflächen und am untern Langensee auch Felsterrassen die Horizontale bezeichnen, während viele schiefgestellte Flächen und Terrassen ziemlich rasch alpenwärts ansteigen. Aus diesen Formen erheben sich niedrige und hohe Gipfel, die meist noch den obersten Verflachungen zuzählen sind. So ergeben sich auch im Sottoceneri wieder die grossen Durchtalungsphasen: Die Gipfelflur in den Gräten vom S. Joriopass zum M. Garzirola (2022, 2137, 2134, 2226 (Camoghè), 2119 m) und auch in der M. Tamarogruppe (1966, 1932 m), die Zone oberster Verflachungen (Simmenfluhniveau) über den Monte Bar (1820 m) zum M. Caval Drossa (1635 m), das Burgfluhniveau in den Monti della Cima (1000—1100 m) und den Monti di Medeglia (1000—1200 m). Diese Niveaux beherrschen den Ausblick der Lugeseraussichtsberge gegen Norden. Gemischt mit flachen Erhebungen zieht sich das Medeglianiveau (= Burgfluh) über den M. Bigorio (1170—1000 m), den Felsrücken zwischen Val Colla und Sonvico (ca. 900 m) auf die Westseite des Vedeggiotales ins Malcantone, von wo es sich immer stärker senkt, um im Salvatoregebiet die Höhen 600—500 m zu erreichen. Die engen und steilwandigen Talausgänge von Mendrisio und Porto Ceresio unterbrechen die Zusammenhänge. Aber die Tendenz zum Südsinken geht aus allen Landschaftsformen hervor, so dass die Verbindung der genannten modellierten Flächen- gruppe mit den vom marinen Pliozän bedeckten möglich ist, um so mehr als letztere durch ihren Fjordcharakter auch ein unebenes Relief voraussetzt. Ähnlich liegen die Verhältnisse am Langen- und Ortasee. Auf keinen Fall können höhere alpine Flächen als das



Burgfluhniveau in Betracht fallen. Da letzteres sich durchs Tessintal bis ins V. Bedretto verfolgen lässt, im anschliessenden Wallis von F. MACHATSCHKE und W. STAUB (111) bis an den Genfersee verfolgt wurde und im Berner Oberland als oberste Hauptstufe der energischeren Talbildung, eingeschnitten in das Simmenfluhniveau (die Zone oberster Verflachungen unterhalb der Gipfelflur) definiert wurde (29), so darf es den M. Medeglia-M. Caslanoflächen im Südtessin gleichgestellt werden. Dieselbe Gleichstellung ergibt sich aus dem Verfolgen der Flächen am Gardasee durch das Tirol ins Bündnerland. Damit ergibt sich das Resultat, dass das Burgfluhniveau älter ist als das marine Pliozän am Alpensüdrand. Aus der Höhenlage der Deckenschotter wie auch aus den morphologischen Wirkungen der Gletscher in diesem Niveau muss geschlossen werden, dass es auch älter ist als die Deckenschottereiszeiten.

Dieser Bestimmung der obern Höhengrenze ist dasselbe beizufügen wie für den Gardasee. Besonders beidseitig des Verbano fallen ausgedehnte horizontale Flächen auf, welche die Schichten kappen (z. B. bei Arona-Angera) und in 350 bis 450 m Meereshöhe liegen. Eingelagert zwischen dem Porphyplateau von Angera und dem Molassehügel (356, 355 m) befindet sich N. Taino marines Pliozän in kaum 300 m Höhe. Auch dieses Vorkommen lässt auf eine niedrige Felsterrasse schliessen. Das benachbarte Südende des Verbano ist weniger als 100 m tief.

Auch das besonders durch ALBERT HEIM (75) bekannte marine Pliozänvorkommen an der Breggia und am Roncagliabach zwischen Balerna und Chiasso ist in ein Tal zwischen dem alpinen Mesozoikum und der Molasse eingelagert und erreicht ca. 280 m Meereshöhe. Die Tone und Sandtone fallen mit wenigen Graden nach Süden. Sie enthalten kleine, sehr stark verwitterte, seltene Granitgerölle. Das marine Pliozän wird von fluvioglazialen Schottern, dem sog. Ceppo, überlagert und stösst an ein Konglomerat, das sog. Ponteganakonglomerat, indem sich die marinen Schichten immer steiler stellen, bis zu 60° und sich endlich senkrecht an den hellgelben Konglomeratfelsen anschmiegen. Einige wenige Tonsande greifen ins Konglomerat hinein. Die marinen Schichten werden mit der Annäherung gelb und kalkreich, so dass einzelne Platten zwischen Pliozänton dem ausgeschwemmten Bindemittel des Konglomerats gleich sind. Letzteres besitzt in der Nähe der Tone eine wechselvolle, unregelmässige Schichtung, während es nördlich davon deutlich horizontal geschichtet ist und eine flache, nach S abfallende Platte von 5% Gefälle bildet. Nach HEIMS Auffassung sind Pliozäntone und Ponteganakonglomerat gleichaltrig und die merkwürdige Anlagerung der erstern durch „ein Aufpressen des noch ganz weichen Tones durch die Last der ins Meer vorrückenden groben Schuttbildung“ entstanden. Dieser Darstellung muss entgegengehalten werden, dass in keinem der vorhandenen Aufschlüsse normale Delta-



schichten beobachtet wurden. Weder befinden sich in den marinen Tonen und Sanden Geröllager, noch im Konglomerat regelmässige Toneinlagerungen. Wie die Skizze Fig. 7 zeigt, stossen beide Partien unvermittelt fast vertikal gegeneinander. Dies ist um so weniger vereinbar mit einer gleichaltrigen Bildung, als die Körnung des Konglomerats und seine stellenweise diakene Schichtung eine starke Strömung voraussetzt. Der anormale Kontakt an der hohen Wand unter dem Weiler Pontegana lässt sich eher verstehen, wenn das Pliozänmeer ein schon verfestigtes Konglomerat bespülte und eine Steilküste zum Teil unterhöhlte. Häufig beobachtet man, wie die löchrigen, diluvialen Nagelfluhen an Steilwänden von klaffenden Klüften durchsetzt sind und sich in Riesenblöcken und Schollen dislozieren. Auf diese Weise können die seltenen Toneinlagerungen als Fugenausfüllung, die Senkrechtstellung der Kontakttone durch

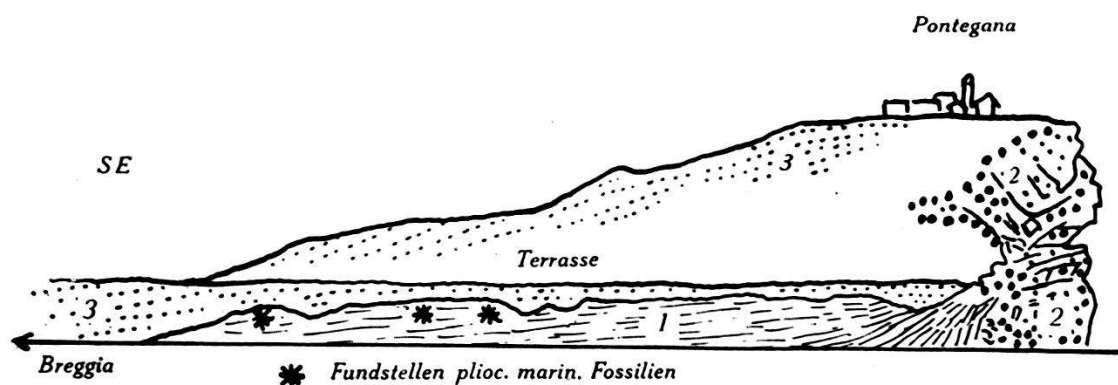


Fig. 7. Nordostseite von Pontegana nach ALBERT HEIM. 1 Marines Unterastien. 2 Ponteganakonglomerat = Deckenschotter? 3 Junges Glazial.

Verlagerung infolge der Bewegung von Schollen und die knappe Überdeckung der marinen Tone ebenfalls durch gleitende Nagelfluhschollen gedeutet werden. Damit stimmt auch die gegen den Kontakt zunehmende Gelbfärbung und Sandaufnahme der Meeresablagerungen, die eher auf Ausspülung als primäre Mischung hinweisen. Die Erscheinung eines solchen Kontaktes ist nicht verschieden von der Einsedimentierung einer bretonischen Steilküste mit überhängenden Felsen, Felsentoren, Höhlen usw. Es ist wohl ein Zufall, dass der einzige Schnitt keinen ganz losgelösten und von Tonen umhüllten Nagelfluhblock entblösst. Das Ponteganakonglomerat war verfestigt, als das Pliozänmeer des untern Astien diese Steilküste bespülte. Da sich im Mittelmeer Ebbe und Flut nicht auswirken und die Ablagerung in einer kleinen Bucht stattfand, so konnten auch keine wesentlichen Brandungserscheinungen auftreten.

Das Ponteganakonglomerat selbst besteht vorwiegend aus stark gebleichten Liaskalken, sehr selten aus gneisartigen und granitischen

Blöcken, sowie einigen Flyschsandsteinen. Die Rundung und Ordnung der Trümmer ist für einen Fluss oder Bach viel zu unvollkommen. „Blöcke, Gerölle, Splitter aller Dimensionen bis über 1 m Durchmesser, manchmal gut gerundet, manchmal noch eckig, liegen regellos durcheinander, gemischt mit feinerem Material“. Diese Beschreibung HEIMS könnte fast ebensogut die Deltamoräne im Glütschtal betreffen, nur dass diese schief gelagert, die Pontegananagelfluh aber horizontal geschichtet ist und von Castello S. Pietro bis Pontegana auf 2 km ein mittleres Gefälle von 5% besitzt. Östlich des erstgenannten Ortes liegt es auf ca. 6 m groben grauen Geröllen und grossen roten Blöcken, die möglicherweise eine noch ältere Moräne repräsentieren. HEIM selber äussert den Gedanken, „dass das Pontegana-Konglomerat zeitlich dem Deckenschotter entspräche. Allein die Verknüpfung mit dem marinen Pliozän ist doch derart, dass wir nur dann an Deckenschotteralter denken könnten, wenn wir überhaupt die Deckenschottervergletscherung dem ältern Pliozän zuweisen könnten“. Da dies heute aus andern Erwägungen der Fall ist, so steht nichts im Wege, das merkwürdige Konglomerat als eine torrentielle Ausschwemmung von Lokalmoränen zu betrachten, die älter ist als das marine Pliozän und somit einer der Deckenschottervereisungen entspricht.

#### 4. Stellung der Pliozänflora des Rhonegolfs.

Weitere Anhaltspunkte für die Frage nach dem Alter der Deckenschottereiszeiten liefert die pliozäne Flora des Rhonegolfs (47), der bis nach Givors südlich von Lyon reichte. Die dortigen Ablagerungen des Plaisancien beginnen mit Geröllen, über denen Mergel mit Congerien, dann Mergel mit *Ostrea cochlearia* und dann die pflanzenführenden Tone folgen. Als unteres Astien treten marine Lagen und pflanzenführende Brackwasserschichten, die nach oben limnisch werden, auf, während das obere Astien aus Flussanden besteht, die *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Sus arvernensis*, *Tapirus arvernensis* und *Palaeochœrus Cordieri* lieferten. Darüber liegen fluviatile und torrentielle Anschwemmungen, Schotter und Konglomerate des ins Quartär gestellten Sicilien. Diese Sedimentationsfolge füllte eine fjordartige Landschaft, ein versenktes Talsystem aus, indem das marine Pliozän als schmaler Streifen der Rhone folgt, aber auch in alle Seitentäler eindringt und seine Strandlinie durch entsprechende Sedimente kundgibt. Diese zugeschütteten Talwege sind südlich der Drôme in Kreide und Tertiär, oberhalb des genannten Flusses in Kristallin und Tertiär eingeschnitten. Vor dieser Erosionsphase lagerte sich nach FONTANNES und DEPÉRET eine Schichtfolge vom Untereozän bis ins Pontien mit *Hipparion* und *Cepaea delphinensis* ab, was zeitlich den Hipparionsanden von Charmoille und den

Vogesenschottern entspricht. Der Rhonegolf ist somit in die pontische Landoberfläche eingetieft, ähnlich wie das Burgfluhniveau ins ausgereifte Simmenfluhniveau.

Die von G. DEPAPE untersuchte, vom Meeresstrand wie auch von den benachbarten Bergen stammende Pliozänflora des Rhonegolfs bestand aus 11 nordamerikanischen (Julitemperaturen der heutigen Arten 21—32°), 11 chinesisch-japanischen (24—28°), 6 kanaresischen (24°), 28 mediterranen (23—28°) und 16 kühlgemäßigten europäischen (9—28°) Arten. Die empfindlichsten Arten deuten auf eine mittlere Jahrestemperatur von 20° am Meeresspiegel hin, was heute der Mississippimündung, Florida, den kanarischen Inseln, Algier und Südchina entspricht. Solche Klimaverhältnisse, die bis ins untere Astien dauerten, vertrugen sich aber nicht mit den Deckenschottereiszeiten, auch wenn diese auf die Mittel- und Ostalpen beschränkt würden; diese Eiszeiten müssen älter sein als das Rhonegolfplaisancien. G. DEPAPE teilt eine interessante Zusammenstellung mit, die beweist, dass das Klima an der Wende des Miozäns zum Pliozän in Varennes am Mt. Dore kaum wärmer war als heute (0—2°), dass es im Plaisancien von St. Vincent im obersten Dordognegebiet um 2—4° das heutige übertraf, dass es im Plaisancien von St. Marcel im Rhonetal oberhalb der Ardèchemündung 6° heisser war, dass es im untern Astien von Meximieux NE Lyon die Jetztzeit immer noch um 5—6° übertraf, dass es aber im obern Astien von Ceysac im obersten Loiregebiet sogar 2° unter der heutigen Wärme blieb. Mit Recht weist auch er auf den mildernden Einfluss hin, den der Rhonegolf ausübte. Leitet die Oberastienflora von Ceysac zu den quartären Eiszeiten über, so diejenige von Varennes zu den Deckenschottervereisungen. Nach den Verhältnissen im Rhonegebiet dürften die fraglichen Eiszeiten — von denen übrigens westlich des Napfs heute noch keine Spuren bekannt sind — in die Erosionsperiode zwischen dem Pontien und dem marinen Plaisancien fallen. Dadurch erklärt sich auch das Fehlen alpiner Schotter, die sich erst im Sicilien einstellen. Die miopliozäne Übergangszeit wird allgemein durch eine starke Regression der Meere charakterisiert, wobei das dadurch bedingte Kontinentalklima eine Vorbedingung der Eiszeiten war.

Die Deckenschottereiszeiten müssen älter sein als das Plaisancien des Rhonetales.

##### **5. Versuch einer Parallelisierung des schweizerischen glazialen Pleistozäns mit dem marinen Quartär Siziliens und Süditaliens, sowie des Terrassensystems von CHARLES DEPÉRET.**

Nach M. GIGNOUX (70) lassen sich in Süditalien folgende Ablagerungen und tektonische Vorgänge zeitlich unterscheiden:

| <i>Zeitabschnitt</i>           | <i>Fauna</i>  | <i>Küstenterrassen</i>  |
|--------------------------------|---|---|
| 12. Rezente Ablagerungen       | Rezent, mediterran  | 0 bis einige m über Meer.   |
| 11. Hebung                     |   |   |
| 10. Strombus buboniusschichten | Keine wirklich nordischen Arten mehr. Erloschene A. selten. Viele subtropische senegalensische Arten. | 15 m ü. Meer<br>30—35 m ü. Meer   |
| 9. Hebung                      |   |   |
| 8. Alte Terrassenablagerungen  | Rezent, ohne paläont. Individualität.   | 50—60 m ü. Meer   |
| 7. Hebung                      |   |   |
| 6. Sicilien                    | Viele nordische und wenig erloschene Arten.   | 80—100 m ü. Meer  |
| 5. Hebung                      |   |   |
| 4. Calabrien                   | Ziemlich viele erloschene und einige nordische Arten.   |   |
| 3. Astien                      | Viele erloschene, keine nordischen Arten.   | Vorsicilische, meist auch vorpliozäne Strandterrassen des westlichen Mittelmeers. |
| 2. Plaisancien                 |   |   |
| 1. Transgression               |   |   |
| Vorpliozäner Sockel            |   | Ca. 150, 200, 260, 300 m ü. Meer.   |

Diese Schichtfolge ist für uns deshalb von Interesse, weil sie den marinen Übergang vom Pliozän zum Pleistozän enthält und die gehobenen Strandterrassen des Mittelmeeres datiert.

GIGNOUX setzt die Grenze zwischen Pliozän und Quartär zwischen Calabrien und Sicilien, da hier der alte Sedimentationszyklus endet und ein neuer beginnt. Darin wird er noch dadurch unterstützt, dass im Calabrien noch *Elephas meridionalis* nachgewiesen ist, im Sicilien dagegen der erste *Elephas antiquus* auftritt. C. DE STEFANI gibt dagegen dem Wechsel in der marinen Fauna den Vorzug zur Altersbegrenzung, und dieser ist am Übergang vom Astien zum Calabrien am grössten, wie auch GIGNOUX anerkennt, indem im Astien viele ausgestorbene Arten vorkommen, im Calabrien aber die ersten nordischen. So stellt denn DE STEFANI Calabrien, Sicilien und Strombuschichten in sein Postpliozän. Trotzdem die Meeresfauna nach den Strombusschichten keine kühlen Arten mehr aufweist, so breitete sich die kälteliebende Säugerfauna nach den Forschungen H. G. STEHLINS erst in jüngster Zeit, während des endgültigen Rückzuges der Gletscher zur Magdalénienzeit am weitesten nach Süden aus. Tektonische Vorgänge, die auch die Zyklen regieren, die Entwicklung der marinen Fauna und die Verbreitung und Ausdauer der Säuger verlaufen somit nicht parallel und ermöglichen verschiedenartige Einteilungen und Abgrenzungen, je nach dem Autor.



Eine wertvolle Verknüpfung dieser Ablagerungen und Terrassen stellte CHARLES DEPÉRET (1866) fest, der sich besonders dem von General DE LAMOTHE begonnenen Studium der gehobenen Küstenlinien des Mittelmeeres widmete und diese Erscheinungen bis auf die britischen Inseln und in die Nordsee verfolgte. Als Ziel schwebte ihm vor, die Eiszeiten mit eustatischen oder epirogenetischen Hebungen in Verbindung zu bringen, um eine auch ausserhalb der vereisten Gebiete an Küsten und in grossen Stromtälern gültige, sicher zu erkennende Gliederung der jüngsten geologischen Zeiten zu besitzen. In Anlehnung an die 4 Eiszeiten PENCK und BRÜCKNERS suchte er die 4 untersten Küstenterrassen in 18—20, 28—30, 55—60 und 90—100 m Meereshöhe mit Würm, Riss, Mindel und Günz zu parallelisieren. Er verwendete als neue Bezeichnungen die Namen Monastirien (DEPÉRET), Tyrrhenien (ISSEL), Milazzien (DEPÉRET) und Sicilien (DÖDERLEIN). Darüber folgen das Calabrien (GIGNOUX) in 148 m Höhe, sowie die unbenannten pliozänen Terrassen in 204, 265 und 325 m Höhe. Die ursprünglichen Beobachtungen von DEPÉRET wurden oben in den jeweiligen Besprechungen des Rhônegebiets dargelegt. Seine 4 untern Terrassen verknüpften sich mit Würm (15 m), Neoriss (30 m), Riss (50 m) und den grauen Hochterrassenschottern (95 m). Da das an nordischen Tierarten reiche Sizilien (90—100 m) und die Hochterrasse diese 3 mit Terrassen verknüpften Eisrandlagen zur allgemein gültigen Vierheit PENCK und BRÜCKNERS ergänzten, so änderte CH. DEPÉRET seine Interpretation: Würm blieb Würm = Monastirien, Neoriss wurde Riss = Tyrrhenien, Riss wurde Mindel = Milazzien und die Hochterrasse wurde zu Günz = Sicilien. Bei der Ausdehnung dieser Gliederung auf das britisch-irische Glazial nahm er eine weitere Verschiebung vor, da dort das Neoriss (ursprüngliche Benennung) fehlte. So verglich er sein Monastirien ungefähr mit der centralirisch-man-cum-herlandischen Rückzugsstellung, sein Tyrrhenien mit der letzten Grossvereisung (upper boulder clay) und sein Milazzien mit der grössten Vereisung (lower boulder clay). Für das Sizilien fehlten glaziale Ablagerungen, ähnlich wie im Rhonetal, weshalb er die Weybourn- und Chillesford Crag wegen ihrem Gehalt an nordischen Formen dem Sizilien gleich setzte. Natürlich blieben weder die Grundideen des Systems, noch die Durchbildung desselben oder seine Ausdehnung auf die britischen Inseln ohne lebhaft und vielfach gut begründete Gegenwehr. So wertvoll östlich, beispielsweise im Mittelmeer, die Verknüpfung glazialer und tektonischer Phänomene sein kann, so fraglich kann ihre weitere Ausdehnung werden. Es sind zu viele Senkungen von Küsten neben Hebungen in den jüngsten geologischen Zeiten nachgewiesen, als dass man sich nun auf diese morphologischen Erscheinungen ohne paläontologische Belege stützen dürfte. Letztere sind aber angesichts der im Pliozän und Pleistozän wechselnden Meeresverbindungen und Landbrücken faziell sehr verschieden, abgesehen vom Wechsel tieferer Faunen



von kühlerem Charakter wie etwa im Sizilien mit wärmeren küstennahen Vergesellschaftungen wie beispielsweise in den Strombus bubonius-Schichten. Wir können hier nicht auf die Diskussionen eintreten und verweisen als Einzelbeispiel auf die interessante Publikation von H. F. OSBORN und C. A. REEDS: „Old and new standarts of pleistocene division in relation to the prehistory of man in Europe.“ (182). Da heute noch französische Geologen für die allgemeine Gültigkeit der DEPÉRET'schen Einteilung eintreten, wie beispielsweise GEORGES DUBOIS (167), der ihr noch eine jüngste Stufe, das Flandrien<sup>1)</sup>, anfügen will, so sei nachstehend folgende, sich aus unserer Untersuchung ergebende Parallelisierung mitgeteilt:

| Südtalien           |       | Schweizeralpen  | Holland           |
|---------------------|-------|---|-------------------|
| Monastirien         | 15 m  | Magdalénien bis heute<br>Würm, letzte Grossvereisung<br>Riss-Rückzugsstellung | Flandrien 7-8 m ? |
| Tyrrhenien          | 30 m  |   |                   |
| Milazzen            | 50 m  | Riss, grösste Vereisung   |                   |
| Sicilien            | 100 m | Glütsch   |                   |
| Calabrien           |       | Kander  |                   |
| Astien              |       | Erosionsperiode   |                   |
| Plaisancien         |       |   |                   |
| Sedimentationslücke |       | Kirchetniveau   |                   |
|                     |       | Deckenschottereiszeiten, Ausbildung des Burgfluhniveau                        |                   |
| Pontien             |       | Ausbildung des Simmenfluhniveau   |                   |

Diese Zusammenstellung setzt voraus, dass die von DEPÉRET bei Lyon zwischen Moränen und Terrassen nachgewiesenen Zusammenhänge bis nach Südtalien und Sizilien zu Recht bestehen. Stimmt sie, so wäre der Elephas antiquus, der nach M. GIGNOUX (70) noch nach der Ablagerung der marinen Strombus bubonius-Schichten rings um das Mittelmeer lebte, erst zur Würmeiszeit ausgestorben. Überhaupt kann im Süden nur eine Kälteperiode, die im Calabrien sich ankündigt und bis ins Sizilien andauert, nachgewiesen werden. Nachher folgen nur warme oder heutige Faunen. Da aber die einzelnen Küstenablagerungen durch Hebungsphasen von einander getrennt sind, ist es nicht ausgeschlossen, dass die Kältezeiten in die Hebungsperioden fallen. Zwischen unbedeutenden Hebungen und dem Klima besteht eben kein Zusammenhang. Sollte es sich bestätigen, dass Elephas antiquus vom Glütsch (= Sizilien) bis zum Würm (= Monastirien) lebte, so wird dessen Wert als Leitfossil wesentlich beeinträchtigt.

<sup>1)</sup> Flandrien inférieur = Paléolithique récent, Flandrien moyen = Néolithimétallique, Flandrien supérieur = Temps historiques.

Um so unerwarteter erscheint die oben erwähnte Feststellung H. G. STEHLINS, die so ausgeprägt ist, dass er vom Standpunkt des Säugetierpaläontologen aus die Magdalénienzeit geradezu als das Maximum der gesamten Eiszeit bezeichnen muss. Doch wird diese Erscheinung verständlicher, wenn wir die Dauer der Eiszeiten in Betracht ziehen, die nach den Ablagerungen zu schliessen, für alle Eiszeiten mit Ausnahme der letzten nur kurz waren. Die Würmeiszeit brauchte zweifellos lange Zeit, um die Moränenlandschaften ihrer Aussenzone aufzubauen, die Rückzüge und Vorstösse auszuführen, die verschiedenen Zungenbecken mit lakustrinen Ablagerungen aufzufüllen und wiederum mit Moränen zu bedecken (Killwangen-Schlieren und Nebenstadien-Zürich in der Schweiz, Brandenburger-Frankfurter und baltisches Stadium im Norden) und die Spiezerschwankung auszuführen. Erst dann setzten die eigentlichen Rückzugsphasen, in die das Magdalénien zeitlich einzuordnen ist, ein. Es wird kaum ein Zufall sein, dass die Solarkurve MILANKOVITCHS mit diesen Verhältnissen gut übereinstimmt.

Setzen wir das Klima der heutigen geographischen Breite als Grenze, findet man nach MILANKOVITCH folgende positiven und negativen Abweichungen:

|                            | <i>Warmzeiten</i>                               | <i>Kältezeiten</i>                              |
|----------------------------|---|---|
| Kandereiszeit              |   | 10000 Jahre. 1 Spitze<br>10 Breitengrade kälter |
| Hochterrasseninterglazial  | 35000 J., 2 Wärmespitzen<br>von 6 Breitengraden |   |
| Glütscheiszeit             |   | 9000 J. 1 Spitze<br>9° kälter                   |
| Schieferkohleninterglazial | 62000 J., 3 Wärmespitzen<br>von 6°, 3° und 7°   |   |
| Risseiszeit                |   | 11000 J. 1 Spitze<br>6° kälter                  |
| Letztes Interglazial       | 33000 J., 2 Wärmespitzen<br>von 2° und 6°       |   |
| Würmeiszeit                |   | 10000 J. 1 Spitze<br>7° kälter                  |
| Killwangenstadium          |   |   |
| Spiezerschwankung          | 37000 J., nur bis 2° besser<br>als heute        |   |
| Zürichstadium              |   | 8000 J. 1 Spitze<br>3° kälter                   |
| Rückzugszeit bis heute     | 20000 J., 1 Spitze, bis 5°<br>wärmer            |   |

Diese Zusammenstellung zeigt klar, was auch die Ablagerungen kundtun: Die Schieferkohleninterglazialzeit erhielt am meisten Sonnenwärme, die letzte Eiszeit steht mit ihren beiden nur ungenügend getrennten Kältespitzen weitaus am ungünstigsten da, weil erst

nach 52 000 Jahren eine richtige Wärmespitze einsetzte. Dazu kommt noch die immer mehr zunehmende allgemeine Abkühlung, welche die Kältespitzen der Jetztzeit zu immer wirksamer gestaltete und endlich der Einfluss der Verteilung von Wasser und Land, resp. das Wechselspiel von Ozeanität und Kontinentalität. Nun wurde für die Nordsee nach dem Gletscherrückzug eine neue Trockenlegung nachgewiesen, was eine Verstärkung des kalten kontinentalen Einflusses bedeutet. Diesem Umstand, auf den STEHLIN in einem Baslervortrag erstmals aufmerksam machte, ist es mit zuzuschreiben, dass im Magdalénien trotz des Rückzuges des Gletschers und einer günstigen Sonnenstrahlung — das Maximum derselben fällt ins Interlakenstadium des Aaregletschers — sich die kälteliebenden Säuger am weitesten nach Süden verbreiteten. Viel wichtiger dürfte zur Erklärung dieser aussergewöhnlichen Erscheinung, die zur Elster- und Saaleeiszeit fehlt, der Umstand massgebend sein, dass die kälteliebende Fauna während dem langsamen und viele Jahrzehntausende dauernden Rückzug der Gletscher Zeit hatte, sich den günstigeren Klimaverhältnissen so gut anzupassen, dass sie weit nach Süden vorstossen konnte.

## 6. Zur Neuordnung der Chronologie des Pliozäns und des Quartärs.

Fragen wir uns, gestützt auf die bisherigen Darstellungen, ob sich Beweise gegen das Pliozänalter der Deckenschottereiszeiten beibringen liessen, so dürfen wir mit Nein antworten. Solche Gegenbeweise müssten paläontologischer Art sein und durch eine ununterbrochen vom Pontien bis zum Pleistozän laufende Reihe von wärmebedürftigen Tier- und Pflanzenarten die Möglichkeit lokalalpiner Eiszeiten vom Ausmass der Deckenschottereiszeiten ausschliessen. Solche fehlen aber; denn rings um die Alpen besteht zwischen den pontischen und den piacentisch-astischen Ablagerungen eine Sedimentationslücke, die im Rhonetal und in den Ostalpen den Charakter einer bedeutenden Erosionsperiode annimmt. Dass aber in diese Übergangszeit eine Kälteperiode fällt, beweist die als „mio-pliozän“ bezeichnete Flora von Varennes, die ein 4—6° kühleres Klima voraussetzt als die folgende Pflanzengesellschaft des Plaisancien-Astien im benachbarten Rhonegolf. Das Vorhandensein alpiner Eiszeiten während dieser Regressions-, Erosions- und Kontinentalitätsperiode ist demnach sehr wohl möglich.

Diese Eiszeiten lassen sich aber in der heute üblichen Einteilung des Obermiozäns und Pliozäns, also im Pontien, Plaisancien oder Astien nicht unterbringen, weil nirgends in nützlicher Alpennähe eine ununterbrochene Folge von Schichten, Faunen oder Floren festgestellt werden kann. Wie H. G. STEHLIN zeigte, versagen auch die Säuger zur genauern Datierung der jüngsten Zeiten. Dagegen umfassen die Ablagerungen der vier letzten grossen Eiszeiten und der Nacheiszeit eine reichhaltige Gliederung und die morphologischen

Durchtalungsformen der Alpen, besonders Simmenfluh- und Burgfluhniveau, geben einen Einblick in die zwischen dem Pontien und dem Pleistozän liegenden Zeiträume und Haupterosionsperioden. Diese beiden Beobachtungsgruppen eignen sich daher als Rahmen zur Einordnung der andern Feststellungen.

Ist aber das alpine oder auch nordische Quartär massgebend für die zeitliche Zuteilung, so wird man das umstrittene Calabrien als Äquivalent der Elster-Kandereiszeit auffassen und mit DE STEFANI als ältestes Pleistozän bezeichnen, im Gegensatz zu GIGNOUX, der diese Sedimente als jüngstes Pliozän betrachtet. Was die massgebenden Erosionsperioden betrifft, so fällt das Simmenfluhniveau zeitlich wohl mit der allgemeinen Einebnung, die am Ende der sarmatisch-pontischen Regressionsperiode ihr Maximum erreichte, zusammen. Eine übereinstimmende Gliederung besitzen nach CVIJIČ das Durchbruchstal der Donau im Eisernen Tor, der untere Rhein, dessen Tal in die pontische Kieselloolithterrasse eingetieft ist, und die Altflächen des Rhonegebietes. Das 500 m tiefer eingetaltete Burgfluhniveau ist sicher älter als die Deckenschotter und das marine Plaisancien. Somit schiebt sich diese erste grosse Erosionsperiode, deren Dauer oben auf wenigstens 400000 Jahre geschätzt wurde, ohne paläontologisch bestimmte stratigraphische Äquivalente zwischen Pontien und Plaisancien hinein. Ihr fehlt denn auch bis heute eine bestimmte Bezeichnung. Nach französischem Usus, der das Pontien zum Miozän zählt, wären sie präpliozän, nach der deutsch-österreichischen Ansicht, die das Pontien als ältestes Pliozän auffasst, dagegen mesopliozän. Um Verwechslungen zu vermeiden, schlage ich vor, die Deckenschotterzeiten als *Glaziopliozän* zusammenzufassen und die grosse erste Durchtalungszeit, die das reife miozäne Relief der Alpen energisch durchschnit, vorläufig *Präglaziopliozän* zu nennen. Morphologisch beginnt mit dem Präglaziopliozän die Erosionsperiode unserer Alpen, die erst am Ende des Pliozäns aussetzt und von der pleistozänen Akkumulationsperiode abgelöst wird. Die Bezeichnung Postpontien, die ja auch nahe liegt, würde dieser grundlegenden Tatsache nicht Geltung tragen.

Tabelle S. 428 zeigt klar, dass die bisher übliche Trennung in ein tertiäres Pliozän und ein quartäres Pleistozän jetzt auf grosse Schwierigkeiten stösst, da die örtliche Übergangszeit von England bis in die zentralen Nordalpen um mehr als 400000 Jahre differiert, indem sich Pliozän und Glazial während diesem Zeitraum nicht als Altersfolgen, sondern als gleichaltrige Fazies verhalten. Die nächste und gleichzeitig beste Grenze zur Trennung von den ältern geologischen Stufen ist das Ende des Pontien, das an den meisten Orten als Erosionsphase auftritt und sich somit sehr gut zur scharfen Trennung von wichtigen Perioden eignet. Wenn die gleichmässig aufeinanderfolgenden, weit verbreiteten marinen Bildungen aussetzen und einzig vertikal und horizontal lückenhafte terrestre und lakustre Ablagerungen auftreten,



liegt es nahe, die Einteilungsprinzipien den veränderten Verhältnissen anzupassen. Dazu gehört wohl auch, dass nicht einzig die stratigraphisch und paläontologisch erforschbaren Ablagerungen berücksichtigt werden, sondern auch die oft langandauernden Erosions- und Denudationsperioden, sowie die Umlagerung alter Schuttböden und die Einschwemmung älterer oder jüngerer Fossilien. Diese Verhältnisse, wie auch die relativ kurzen Zeiten, schränken die rein paläontologische Altersbestimmung sehr stark ein, besonders wenn sich zwei Fazies verzahnen und die faziellen Unterschiede grösser sind als die entwicklungsgeschichtlichen. Deshalb wage ich den Vorschlag, zu prüfen, ob nicht die obere Grenze des Miozäns und Tertiärs ans Ende der pontischen Zeit zu setzen sei, so dass das Quartär mit der grossen und weit verbreiteten Erosionsphase des Präglazio-Pliozäns beginnen würde, die die Sundgauschotter u. a. ausbreitete. Eine zweite, weit ausgedehnte Einebnungsflächengruppe entstand in den Alpen, im Mittelland, im Jura und den mitteleuropäischen Mittelgebirgen im Kirchetniveau, das später die Deckenschotter trug und deshalb als präglaziale Landoberfläche zu betrachten ist. Eine weitere Einebnungsflächengruppe umfasst Kirchet- und Hilterfingenniveau, denen besonders das westschweizerische Mittelland angehört, sowie die subalpinen Böden der marinen Pliozänbuchten des Plaisancien und Astien. Von dieser Zeit an nehmen die glazialen Akkumulationen an Ausdehnung, Mächtigkeit und Reichhaltigkeit rasch so stark zu, dass der letzte grössere Zeitabschnitt mit Hilfe der Eiszeiten und Interglaziale als Pleistozän gut gegliedert und gleichgeordnet werden kann.

### Schlusswort.

Diese Untersuchung führte unerwarteterweise sehr weit über den ursprünglichen Rahmen des Schweizerquartärs hinaus, als Folge der durch unsere Neuordnung und deren Differenzen zur PENCK-BRÜCKNER'schen Einteilung entstehenden Fragen. Bei dem vollständigen Fehlen kurzlebiger Leitfossilien oder anderer Möglichkeiten der Altersbestimmungen, bleibt jede Chronologie nur eine Deutung der dem Verfasser durch Anschauung und Literaturstudium bekannten Beobachtungen und Auffassungen. Glücklicherweise machte die Erforschung des sog. Quartärs in den letzten Jahren grosse Fortschritte, so dass es heute nicht an zuverlässigen Beobachtungen fehlt. Wer aber gewohnt ist, ältere Gesteinsschichten stratigraphisch zu untersuchen und, darauf gestützt, tektonische Probleme zu verfolgen, der muss den gewaltigen erkenntnistheoretischen Unterschied in der Beweisführung der Glazialarbeiten besonders stark empfinden: Im ersten Falle eine systematische Konstruktion auf bestimmten Einzelheiten begründet, im Quartär dagegen ein Aufstellen von Arbeitshypothesen, von denen diejenige der Wahrheit am nächsten kommen