

### Literaturnotizen.

**A. Penck und E. Brückner.** Die Alpen im Eiszeitalter. Gekrönte Preisschrift. Mit mehreren Vollbildern in Autotypie, zwei farbigen Profiltafeln sowie zahlreichen Textillustrationen. Verlag von C. H. Tauchnitz. Leipzig 1902—1908. VII.—IX. Lieferung.

Das dritte Buch dieses noch immer im Weiterbau stehenden Werkes (siehe die früheren Referate in Verhandl. 1902, pag. 227—231; 1903, pag. 219—221; 1905, pag. 261—266) beschäftigt sich mit den Vergletscherungen der Südalpen.

Die wesentlich geänderten geographischen und klimatischen Bedingungen sowie die nahen Beziehungen zum Mittelmeer bringen hier teilweise neue Erscheinungen zur Entfaltung.

In den provenzalischen Alpen war das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung ein eng begrenztes. Kein Eisstrom hat je die Pforte der Provence bei Sisteron überschritten. Der 44° nördlicher Breite deutet die südlichste Grenze der Vereisung an.

Die großen Gletscher, welche in die Poebene niederglitten, haben ebenfalls nicht den Wuchs ihrer nördlichen Geschwister erreichen können.

Am Südrande der Alpen ist es nie zur Entwicklung einer einheitlichen Vereisung des Vorlandes gekommen. Obwohl nun die einzelnen Gletschersäume einen hohen Grad von gegenseitiger Unabhängigkeit besaßen, ist die Aufschüttung der Poebene ein durchaus einheitliches Gebilde, da die fluvioglazialen Sedimente aller Eiszeiten größtenteils übereinander ausgebreitet wurden. Nur in der Nähe der gewaltigen Moränenamphitheater können die einzelnen Aufschüttungen auseinandergehalten werden. Von diesen Stellen muß daher die Zerlegung der Vergletscherungen ihren Ausgang nehmen.

Unter den provenzalischen Gletschern war jener der Durance bei weitem der bedeutendste. Er entsandte drei Schotterssysteme (Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter), von denen die beiden jüngeren je mit Alt- und Jungmoränen verbunden erscheinen. Oberhalb des Gapencais sind dem überfluteten Durancetal die Schotterterrassen des Embrunois eingeschaltet, welche als Gebilde der Achenschwankung den Inntalterrassen gleichgeachtet werden.

Ebenso lassen sich Ablagerungen des Gschnitz- und Daunstadiums im oberen Durancegebiete nachweisen.

Nach dem Durancegletscher kommen die Gletscher der anderen wichtigeren provenzalischen Täler (Bleone-, Verdon-, Var, Tinnée-, Vésubie-, Rogatal) zur Besprechung.

Zwischen den marinen Terrassen von Nizza und den nahe heranreichenden Schotterterrassen des Vartales konnten keine sicheren Beziehungen festgestellt werden.

Die Depression der Schneegrenze der Würmzeit beträgt nach Penck in den Seealpen wie in den Nordalpen zirka 1200 m. Interessant ist die Erscheinung, daß die postpliocänen subalpinen Hebungen, welche vom deutschen Alpenvorlande her vor den Alpen hinlaufen, hier in dieselben hineindringen. Das Gebirge scheint als Ganzes gehoben.

In den Höhlen des roten Felsens, östlich von Mentone, wurde durch paläolithische Funde eine Überlagerung einer interglazialen Fauna durch eine arktalpine erschlossen.

Die Gletscher, deren Ausschüttungen in der Poebene zusammengeschwemmt liegen, werden von Penck insgesamt als padanische Gletscher bezeichnet.

Von ihnen tragen die piemontesischen Gletscher (Seealpen, Ligurische Alpen, Cottische Alpen, Dora Riparia, Graiische Alpen, Dora Baltea, Biella, Val Sesia) durchaus nur sehr bescheidene Ausdehnungen zur Schau. Das ist besonders auffallend am Val Sesia, welches geradewegs vom Monte Rosa zur Poebene eilt und trotz des gewaltigen Hintergrundes einen Gletscher gebar, der nicht einmal die Tiefebene zu erreichen vermochte.

Alt- und Jungmoränen sind deutlich geschieden und je mit Schotterdecken verknüpft.

Der Ferretto wird mit den Deckenschottern verglichen. Bemerkenswert ist die ungewöhnlich heftige chemische Zersetzung, welche nicht nur am Ferretto, sondern auch schon an den Altmoränen und ihren Schottern hervortritt.

Unterhalb von Turin erscheint der Ferretto in Form von großen Schotterkegeln, in welche Hoch- und Niederterrassen eingesenkt sind. Die jüngere Aufschüttung ist dabei jeweils flacher als die vorangehende ältere ausgebreitet.

Oberhalb von Turin beschränkt sich der Ferretto auf einen schmalen Saum am Fuße des Gebirges. Die Talmündungen aber erscheinen als die Spitzen großer Schuttkegel in Niederterrassen. So verhalten sich die beiden Teile der piemontesischen Ebene in bezug auf die Anordnung ihrer jungen und älteren Schotterfelder ganz entgegengesetzt.

Zwischen dem jüngsten padanischen Pliocän und dem ältesten padanischen Quartär ist eine scharfe Diskordanz durchgezogen. Die insubrischen Gletscher (Tessin-, Addagletscher) strahlen zwischen Monte Rosa und Ortlergruppe einander zu. Das Bergland von Lugano, welches nirgends über 2000 m ansteigt, war zwischen Tessin- und Addagletscher völlig vom Eise überflutet und ließ die Bildung eines mächtigen Eisstromnetzes zu, wie wir solche mehrfach in den Nordalpen kennen gelernt haben. Durch zahlreiche Rinnen floß sein Eis südwärts, wurde aber von den mächtigen Taten des Adda- und Tessingletschers zurückgestaut, welche sich hier eng aneinander geschmiegt in die Poebene niederstreckten.

Im insubrischen Gebiete lassen sich ebenfalls wieder Jung- und Altmoränen sowie Hoch- und Niederterrassenschotter trennen, obwohl nur eine Verknüpfung von Jungmoränen mit dem Niederterrassenschotter nachweisbar ist.

In den Aufbau der Poebene südlich des insubrischen Moränenamphitheatres haben Tiefbohrungen einiges Licht geworfen. Bei Mailand wurden zum Beispiel 146 m quartäre Schichten durchstoßen, deren Basis schon 24 m unter dem Spiegel der heutigen Adria ruht. Solche Mächtigkeiten der Quartärsedimente sind im nördlichen Vorlande der Alpen außerhalb der Moränenringe nirgends zu finden. Die Quartärbildungen der Poebene erweisen sich als die Auffüllung einer großen Geosynklina, deren Einsenkung während der Zuschüttung noch fort dauerte.

„Ferretto“ und „Cepo“ der Lombardei stellen nach Penck mindestens einen, wahrscheinlich aber zwei Deckenschotter samt Moränen dar.

Der Ortasee ist typisch übertieft. Der Langensee wird durch den gewaltigen Schwall der Aufschüttungen wesentlich höher gespannt und zeigt so Merkmale eines übertieften und eines ertrunkenen Sees.

Besonders großartig ist die Übertiefung im Addagebiete, welche sich auch am Como- und Luganensee fortsetzt.

Der Annahme eines postpliocänen Einsinkens der Alpen widerspricht am Orta- und Langensee der steil alpenwärts gerichtete Anstieg der pliocänen Hochflächen.

Im Bereiche der insubrischen Seen treten mächtige Moränen sowie mehrere interstadiale und interglaziale Ablagerungen auf. Interessant sind die interglazialen Gebilde, welche hier besonders reich entwickelt sind.

Eingehender besprochen werden die interglazialen Tone von Calprino und Re sowie die Breccien von Laorca und jene des Grignagebirges. Die Tone umschließen eine reichhaltige interglaziale Flora, welche für die Südseite der Alpen eine ähnliche Bedeutung innehat, wie die Flora der Höttinger Breccie für deren Nordseite. Die Breccien zeigen hier eine ausgedehnte Schuterverhüllung des Gebirges an.

Die postglazialen Stadien des insubrischen Gebietes sind bisher noch nicht genügend erforscht worden.

Der Ogliogletscher legt nur eine breite, kurze Zunge in die Poebene, welche das sebinische Moränentheater mit Jung- und Altmoränen hinterlassen hat. Ferretto ist nicht vorhanden. Am Oglio selbst ist eine Schichtfolge ähnlich der im Isartale unter München erschlossen (Hochterrassenschotter streckenweise unter Niederterrassenschotter, den er in der Nachbarschaft überragt). Dagegen fehlen die Deckenschotter.

Im Iseoseetale liegt der Absatz des interglazialen Sees von Pianico, der eine pflanzenführende Schichte enthält, die mit einer Gehängebreccie verzahnt ist und von Grundmoränen unter- und überlagert wird. Postglaziale Stadien sind nur spärlich nachgewiesen.

In den Bergamasker Alpen haben Brembo- und Seriotal kleinere Gletscher beherrbergt. Beide sandten Schotter gegen Süden. Unter den Hochterrassen des

Serio-Gandinotales treten hier die interglazialen Kohlen von Jeffe auf, welche Penck in die Mindel-Riss-Interglazialzeit versetzt. Flora und Fauna weicht von jener der Riss-Würm-Interglazialzeit wesentlich ab. Unter den Pflanzen sind mehr ausgestorbene Arten als in jeder anderen interglazialen Ablagerung der Alpen.

In den Bergamasker- und Brescianer Alpen erschließt Penck eine große quartäre Einbiegung der Alpen, welcher eine Aufbiegung vorausging, durch die Pliocänsedimente um zirka 300 m erhoben wurden.

Dieser Hebung war wieder eine präpliocäne Senkung vorgeschaltet, welche den marinen Pliocänstraten den Eintritt in die gesenkten Talfurchen der Alpen gestattete. Die Spannweite der postpliocänen Aufwölbungen soll gewechselt haben.

Eine viel ausführlichere Darstellung wird dem Etschgletscher gewidmet, dessen Bahn dem größten Quertale der Südalpen folgte, dessen Arme zwischen Pitz Umbrail und Dreiherrnspitze 150 km des Zentralalpenkammes umspannen.

Seine Eismassen erfüllten die Etschbucht bis zu bedeutenden Höhen und schufen am Südende des Gardasees das größte der südalpinen Moränenamphitheater.

Eine bedeutende Literatur liegt über den Etschgletscher vor, welche Penck nebst einer größeren Karte (1:700.000) seinen Ausführungen voranstellt.

Ausbreitung und Verästelungen werden zuerst untersucht.

Interessant ist der Versuch, aus der Verteilung der erratischen Gesteine am Kronplatz die Geschwindigkeit des Pustertaler Gletschers abzuleiten. Penck findet dafür etwa 62—100 m pro Jahr.

Die Eishöhe betrug bei Bozen zirka 2000 m, bei Trient über 1700 m. Die Schneegrenze lag zwischen diesen Orten zwischen 1800—2000 m, so daß der Etschgletscher hier schon größtenteils aus ihrem Bereiche entlassen war.

Bei Trient zerteilten Felskämme den mächtigen Eisstrom in vier Adern, von denen die zwei westlichen in das Sarcatal, die östlichen ins Brentatal überflossen. Zwischen diesen großen Eisadern hielten sich an den scheidenden Bergwällen kleine Eigengletscher auf, die eine Schneegrenze von nur 1400 m Höhe verlangten. Der großartige Moränengürtel des Gardasees überragt den tiefsten Seegrund um 500 m und wird gegen 36 km breit. Der Jungmoränenzug erreicht wie beim Rheingletscher in den äußersten Wällen die größten Höhen. Der Altmoränengürtel ist nur an der Westseite erhalten. Beide haben ihre zugehörigen Schotterdecken.

Die Umgebung des Gardasees ist selten reich an verschiedenen Ablagerungen der Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeit. Der See wird zu beiden Seiten von Ufermoränen besäumt, welche als Fortsetzungen der Jungendmoränen erscheinen.

In dem nordwestlich gelegenen Berglande des Vestino sind in vielen Talfurchen durch den vorliegenden Gletscher Aufschüttungen und Umfließungen erzwungen worden.

Bei Salò begegnen wir dem östlichsten Reste von stark erhobenem, marinem Pliocän.

Der Chiese-gletscher hat im Gegensatz zum Etschgletscher nur ganz unbedeutende Endmoränen hinterlassen, von denen Hoch- und Niederterrassen ausstrahlen. Im Vrendatale lagern interglaziale Tone, welche von Nagelfluh bedeckt werden.

Penck vergleicht sie mit jenen von Jeffe und stellt sie gleichfalls in die Mindel-Riss-Interglazialzeit.

Von dem Gletscherarm, der dem Etschtale folgte, ist bei Rivoli Veronese ein kleines Ringtheater aufgebaut worden, welches nahezu unverletzt überliefert ist.

Die Veroneser Klause stellt einen epigenetischen Felsdurchbruch an der Ostseite des alten, verschütteten Tallaufes dar. Während des Durchsägens dieser Felschwelle bestand im Etschtale ein Stausee, der nach Penck bis in die Gegend von Rovereto reichte.

Spuren von Altmoränen stellen sich am Südfuße des Monte Baldo ein.

Die Niederterrassenschichten des Chiese-, Garda- und Etschtalgletschers bilden zusammengewachsen den hier vorliegenden Teil der Poebene. Eine Bohrung zu Cremona erreichte bei 237 m noch nicht das Pliocän. In 215 m Tiefe (180 m unter dem jetzigen Meeresspiegel) wurde ein Torflager durchstoßen. Die vier 107—123 m tiefen Bohrstiche von Mantua, sowie der 111 m tiefe von Legnago, trafen ebenfalls noch nicht ins Pliocän. Dafür wurden bei Mantua rezente Süßwasserdiatomeen bis 92 m, bei Legnago Torf bis 103 m Tiefe erschlossen.

Auch hier stellt die Poebene einen mächtigen Erdtrog dar. Bei dessen Entleerung müßte der Spiegel des Gardasees gleich jenem des Langen- und Comosees wahrscheinlich um mehr als 150 m sinken.

Das Etschtal ist von allen Alpentälern am kräftigsten übertieft. Besonders auffällig tritt diese Erscheinung im Vintschgau zutage, dessen steilwandiger Trog vielfach mit ungewöhnlich mächtigen Schuttkegeln belastet ist.

In der Etschbucht unter Bozen sind großartige Felsbänder und Gesimse entwickelt, die sich durchs Loppiotal zum Gardasee fortsetzen. Das Eisacktal hat keinen so einheitlichen Charakter. Es ist eine Verkettung von Engen und Weitungen mit stellenweise reicher Felsenstufung. Das Pustertal zeigt geringe Übertiefung, da hier die Eisbewegung stark gehemmt war, aber ausgedehnte Felsterrassen in zwei Niveaus. Noce- und Avisiotal ähneln im Charakter dem Eisacktale.

Das Gardaseetal wird als glaziale Erosionsfurche gedeutet. Aus der Verfolgung der Etschtalgesimse bis in die Poebene leitet hier Penck eine eiszeitliche Einbiegung dieser Ebene zu zirka 300 m ab. Wesentlich größer ist aber die Einbiegung des Pliocänsockels.

Das Gesamtmaß der alpinen Hebung und der padanischen Senkung wird auf zirka 550 m geschätzt.

Innerhalb der großen Endmoränen treten uns in den übertieften Taltrögen des Etschgebietes vielfach Bergstürze und mächtige Schuttkegel entgegen. Die Bildung dieser Kegel begann teilweise schon während des Rückzuges der letzten Vergletscherung und zeigt sich auch als Folge der gewaltigen Übertiefungen.

Als interglaziale Ablagerungen werden die Varone Nagelfluh, Pietra morta und Nagelfluh von Ceole, Malpensada und Trientiner Breccien, Nagelfluh von Leifers, Schuttkegel von Meran und Nagelfluh von Pederzano beschrieben. Die Breccien der Umgebung von Trient haben große Ähnlichkeit mit der Höttinger Breccie.

Die Moränenreste sind im allgemeinen in den übertieften Talstrecken selten, in den Seitentälern dagegen reichlich. Die Moränen und Schotter von Eppan werden wie die Ablagerungen von Kirchbichl im Inntal als Randkomplexe des Bühlstadiums aufgefaßt.

Das Gschnitzstadium ist im Etschtalgebiete nicht auffällig betont, dagegen erscheinen Ablagerungen des Daunstadiums sehr stark entwickelt.

Die Moränen des Brixener Beckens werden dem Bühlstadium zugesprochen. Die großen Aufschüttungen nördlich der Stadt sollen aus der Zeit des Gletscher-rückzuges stammen, wo dieses Becken später vom Eisack- als vom Lienzgletscher verlassen wurde. Am oberen Ende des Sterziinger Mooses liegen Moränen des Gschnitzstadiums aufbewahrt.

Frechs Tribulaunstadium wird als unbegründet abgewiesen, da es sich dabei nur um das bei Südexposition höher liegende Daunstadium handeln soll.

Im Pustertal war während des Gschnitzstadiums zwischen den Enden des Ahrntaler und Antholzer Gletschers der See von Wielenbach aufgestaut und verschüttet. Die Schotter von Welsberg werden auch mit dem Gschnitzstadium des Antholzer Gletschers, die dortige Nagelfluh mit dem Bühl-Gschnitz Interstadium in Verbindung gebracht.

Im weiteren werden dann auch die südlichen Seitentäler der Etsch kurz durchstreift. Im Fleimstal finden sich Ablagerungen des Bühlstadiums, im Travignolo- und Pelegrinotal solche des Gschnitz- und Daunstadiums.

Das Eggen- und Tiersertal zeigen ausgiebige Verschüttungen, welche Penck mit der letzten Interglazialzeit oder mit dem Vormarsch der letzten Vergletscherung verknüpfen will.

Das Grödner Tal weist keine Verschüttung auf. Von seinen großen Dolomitklötzen stiegen Gletscher des Gschnitz-Daunstadiums herab.

Der Rückzug der letzten Vereisung geschah auch im Etschtale in drei Etappen, von denen jede für sich einen Vorstoß bedeutet.

Der Hauptalpgletscher zog sich dabei als der mächtigste auch überall zuletzt aus seinem Tale zurück. Dadurch wurden andere Ablagerungsbedingungen als im Inntale geschaffen. Im Etschgebiete fehlt ein entsprechendes Seitenstück zur Inntal-terrasse. Nur die Schotterterrasse des Pustertales kann allenfalls verglichen werden.

Im allgemeinen finden sich hier die Ablagerungen inter- und postglazialen Alters in der Hauptalfurche, jene glazialen dagegen in den Nebentälern.

(O. Ampferer.)