

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt
H e f t 33

Über das Alter der Moränen der Zürich=
Phase im Linthgletscher=Gebiet

Von
Joseph Knauer

Mit 10 Abbildungen, 6 Bildtafeln und 1 Kartentafel

Geologie der fränkischen Dogger=Erze

Von
Eduard Hartmann

Mit 3 Tafeln

Bayer. Geolog. Landesamt	
Bücherei	
Inv. No.	Z. 38
.....	33 / 1938
R. 1	Jahr,

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt

M ü n c h e n 1938

Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet

Von

Joseph Knauer

Mit 10 Abbildungen, 6 Bildtafeln und 1 Kartentafel.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	3—4
I. Allgemeine Bemerkungen	4—6
II. Verbreitung und Aufbau der Moränen der Zürich-Phase im Bereiche des Linth-Gletschers	6—22
1. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Zürichsee- Gebiet	7—14
Die Moränen des linken Ufers	7—10
Die Moränen des rechten Ufers	10—12
Die fehlenden Schotterfluren (Sander)	12—14
2. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Greifensee- Gebiet	14—21
Die Stirnmoräne und die linken Seitenmoränen	14—17
Die rechten Seitenmoränen	17—19
Die fehlenden Schotterfluren (Sander)	19—21
3. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Gebiet des Pfäffiker Sees	21—22
III. Die Formgestaltung der Moränen der Zürich-Phase	22—24
IV. Die Altersfrage der Zürich-Phase	24—25
V. Die Beziehungen zu den süddeutschen Gletschergebieten	25—27
Zusammenfassung	28
Schriftenverzeichnis	29

Einleitung.

Im Verlaufe der geologischen Kartierung im südbayerischen Glazial-Gebiet wurden vom Verfasser (1928, 1929, 1931, 1935 und 1937) in den einzelnen Zungengebieten der eiszeitlichen Gletscher verstümmelte Moränen festgelegt, welche früher als frische Moränen einer würmzeitlichen Rückzugs-Phase betrachtet und von K. TROLL (1925) als „Neowürm-

Phase“ oder „Ölkofener Phase“ bezeichnet wurden. Auf Grund der stratigraphischen und morphologischen Verhältnisse mußten diese verstümmelten Moränen an den Beginn der Würm-Eiszeit gestellt und als Vorrückungs-Phase oder Würm-I-Phase bezeichnet werden; denn alles deutete darauf hin, daß diese Moränen nach ihrer Ablagerung vom Eise des Hochstandes der Würm-Eiszeit (Würm-II-Phase) überflutet und dabei stark umgestaltet (verstümmelt) wurden, so daß sie sich von den frischen Moränen der WII-Phase deutlich unterscheiden lassen. Für diese Altersgliederung konnten im Laufe des letzten Jahrzehnts trotz heftiger Einwendungen K. TROLL'S so viele Beweise beigebracht werden, daß an dem Vorhandensein und an dem frühwürmzeitlichen oder möglicherweise auch präwürmzeitlichen Alter dieser Moränen heute nicht mehr gezweifelt werden kann.

Es erhob sich nun die Frage, ob diese Eingliederung der verstümmelten Moränen nur für das ostalpine Glazial-Gebiet Geltung besitzt, oder ob diese Phase als eine Erscheinung von allgemeiner Bedeutung zu betrachten ist. An sich bestünde wohl die Möglichkeit, daß der Ablauf der eiszeitlichen Ereignisse nicht in allen Vereisungs-Gebieten genau der gleiche gewesen wäre; es könnte wohl sein, daß in irgend einem Teilgebiet der alpinen Vereisung aus irgend welchen Gründen (tektonische Vorgänge usw.) sozusagen die Vergletscherung ein Eigenleben führte, welches mit dem Ablauf der Ereignisse in benachbarten Gebieten nicht in allen Punkten übereinzustimmen bräuchte. Zur Klärung dieser Frage war es deshalb notwendig, in einem etwas entfernter gelegenen Vereisungs-Gebiet des westalpinen Vorlandes Untersuchungen über diese Frage anzustellen. Die Durchführung dieser Untersuchungen wurden dem Verfasser von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft) durch Gewährung der nötigen Geldmittel ermöglicht, wofür hiemit geziemender Dank ausgesprochen sei. Ebenso soll Herrn Dr. J. Hug in Zürich für die freundliche Unterstützung der Arbeiten durch einige Führungen und Aussprache im Gelände, ferner durch Überlassung von Schriftwerken herzlich gedankt werden.

Die Untersuchungen wurden im Frühjahr 1936 begonnen und im Herbst des Jahres 1937 fortgesetzt und vollendet. Im ganzen wurden 15 volle Arbeitstage auf die Begehungen im Gelände verwendet. Die Untersuchungen erstreckten sich auf das eigentliche Zürichsee-Gebiet, ferner auf das Gebiet des Greifen-Sees und Pfäffiker Sees und auf die Umgebung von Hettlingen (N. von Winterthur).

I. Allgemeine Bemerkungen.

Ebenso, wie in den süddeutschen Vereisungs-Gebieten, wurden bisher auch im schweizerischen Vereisungs-Gebiet die Moränen der sog. Zürich-Phase als Moränen eines Rückzugs-Stadiums der ausgehenden Würm-Eiszeit betrachtet, wie aus dem gesamten auf S. 29 angeführten Schrifttum

zu entnehmen ist. Weder der Mangel an frischen Schotterfeldern, noch die morphologische und stratigraphische Ausbildung der Moränen des sog. Zürich-Stadiums führte zu Überlegungen über das Alter dieser Glazial-Ablagerungen. Man betrachtete die jeweils inneren Moränenzüge als jeweilige Rückzugsbildungen. Wohl waren zum Teil die merkwürdigen stratigraphischen Verhältnisse der diesbezüglichen Ablagerungen nicht verborgen geblieben; aber bei ihrer Deutung bewegte man sich in falschen Bahnen, wie weiter unten gezeigt werden soll.

Eine ausführliche Zusammenstellung der Rückzugs-Stadien der letzten Vergletscherung gab A. HEIM (1919) in Tabellenform auf S. 260 u. f., in der das Zürich-Stadium vor dem Bühl-Stadium eingeordnet ist. Auch K. TROLL (1925) bezeichnet in seiner vergleichenden Tabelle (S. 283) der Rückzugs-Phasen in den verschiedenen Gletscher-Gebieten die Zürich-Moränen als letzte Rückzugs-Phase; es sind seine „Neowürm-Moränen“.

Als zugehörig zur sog. Zürich-Phase wurden im Gebiet des Linth-Gletschers vor allem die den Zürich-See umsäumenden Moränenwälle gerechnet, auf deren nördlichem Stirnwall die Stadt Zürich selbst gelegen ist; ferner die das Greifensee-Becken und das Becken des Pfäffiker Sees umfassenden Moränenzüge, wie sie ungefähr auf Tafel XIa im Band I der Geologie der Schweiz von A. HEIM (1919) dargestellt sind. Es ist sehr bezeichnend, daß auf Tafel XI des gleichen Werkes der Verlauf und die Ausdehnung der Moränen des Zürich-Stadiums wesentlich anders dargestellt sind. Wiederum anders ist die Darstellung in A. PENK & E. BRÜCKNER's Werk (1909). Diese erheblichen Unterschiede in der Darstellung der verschiedenen Forscher ist umso merkwürdiger, als es sich angeblich um Ablagerungen aus der Zeit des Rückzuges der würmeiszeitlichen Gletscher, also um eine der jüngsten Bildungen handeln sollte. Von diesen sollte man annehmen, daß sie am frischesten und deshalb von allen Moränen am besten erhalten geblieben wären. Wer allerdings diese Moränen aus eigener Anschauung kennt, ist über diese Zwiespältigkeiten in der Auffassung der bisherigen Darsteller nicht mehr erstaunt; denn sie unterscheiden sich von den unzweifelhaft frischen Moränenzügen des äußeren Moränen-Kranzes von Killwangen und Schlieren sowohl in morphologischer als auch in stratigraphischer Beziehung ganz erheblich.

Während die Moränen der beiden äußeren Stillstands-Lagen gewöhnlich unruhige und unregelmäßig grubige Oberflächen-Formen aufweisen, besitzen die Moränen der Zürich-Phase ausgeglichene, drumloide Formen (Fig. 9 auf Tafel V), die auf eine Verschleifung durch fließendes Gletscher-Eis hinweisen. Außerdem sind sie nur mehr teilweise erhalten, was ihre Erkennung und Verfolgung stellenweise sehr schwierig macht. Daß diese Moränenzüge trotz der morphologischen Besonderheit echte, wenn auch verstümmelte Wallmoränen sind, beweist ihr stratigraphischer Aufbau; denn sie bestehen in ihrem Kern aus echtem Wallmoränen-Schutt. Von besonderer Wichtigkeit aber ist es, daß sie fast immer mit einer wech-

selnd mächtigen Lage von Grundmoräne überdeckt sind (Fig. 1 auf Tafel I und Abb. 1), und zwar nicht nur auf ihrer Innenseite, sondern auch auf ihrem Rücken und auf der Außenseite (Übergangs-Kegel). Dadurch unterscheiden sie sich wesentlich von den frischen Wall-Moränen der Killwangen- und Schlieren-Phase, die nur auf ihrer Innenseite in Grundmoräne übergehen, sonst aber frei von einer geschlossenen Grundmoränen-Decke sind.

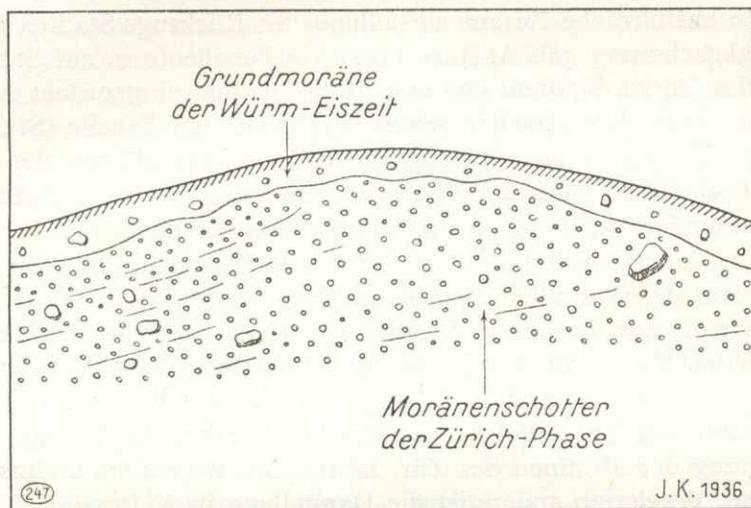


Abb. 1
Schottergrube bei Moorenschwand.

Eine weitere Besonderheit der Moränen der Zürich-Phase ist das Fehlen frischer Schotterfluren (Sander), die sich an die Wall-Moränen auf der Außenseite anschließen sollten, wie dies ausnahmslos bei den äußeren frischen Moränen von Killwangen und Schlieren der Fall ist. Statt dessen finden sich vielfach feuchte Wiesengründe oder Torfmoore auf der Außenseite der Moränen des Zürich-Stadiums.

Alle diese geschilderten Verhältnisse sind nur erklärlich, wenn man annimmt, daß die Moränen der Zürich-Phase nicht während des Rückzuges der würmeiszeitlichen Vergletscherung abgelagert wurden, sondern daß sie in die Zeit vor der größten Ausdehnung der Gletscher der Würm-Eiszeit einzureihen sind.

II. Verbreitung und Aufbau der Moränen der Zürich-Phase im Bereich des Linth-Gletschers.

Im folgenden sollen die Ergebnisse meiner Untersuchungen über den Verlauf, den stratigraphischen Aufbau und die Formgestaltung der Moränen der Zürich-Phase in den einzelnen Zweig-Becken des Linth-Gletschers geschildert werden. Letzterer gliederte sich während der

Zürich-Phase in drei Lappen, nämlich in den Hauptarm des Zürichsee-Beckens und in die nordöstlich davon gelegenen, durch den Pfannenstiel-Rücken davon getrennten Nebenarme, welche die Zweig-Becken des Greifen-Sees und Pfäffiker Sees erfüllten.

1. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Zürichsee-Gebiet.

Die Moränen des linken Ufers. — Am besten erhalten sind die Moränen der Zürich-Phase auf dem linken Ufer bzw. Talhang des Zürich-Sees. In einfachem oder gedoppeltem Wall begleiten sie, im Stadtgebiet von Zürich beginnend, das Seebecken (Kartenskizze Tafel VII) und ziehen, regelmäßig ansteigend, zur Horger Egg empor. Bis dorthin sind die Moränen in lang hingezogenen, gut geschlossenen und nur wenig gekrümmten Wällen entwickelt. Von der Horger Egg an lösen sich die Wälle allmählich in einzelne drumloide Gebilde auf, die sich gegen den NO.-Rand der Hochfläche von Menzingen—Schönenberg emporziehen, aber nicht mit der Moräne von Schindellegi verschmelzen, wie man bisher annahm, sondern unterhalb derselben gegen Feusisberg auslaufen.

Entscheidende Aufschlüsse über den stratigraphischen Aufbau dieser Moränen finden sich in dem Abschnitt zwischen Ludretikon (bei Thalwil) und Horger Egg. Bei Ludretikon tritt der Moränen-Zug aus dem reich besiedelten Gebiet heraus und bildet einen langgestreckten, schmalen waldbedeckten Wall von etwa 7 km Länge, in dessen Verlauf eine Reihe von Kiesgruben einen guten Einblick gewähren.

Etwa $\frac{3}{4}$ km NNO. von Gattikon (WSW. von Thalwil) befindet sich am Fuße des Hügels P. 563,9 (Topographische Karte 1:25 000, Blatt 175 Thalwil) eine Schottergrube, in der etwa 5—6 m mächtige, stark sandige Schottermoräne mit vielen großen Findlingen aufgeschlossen war. Die Geschiebe waren fast alle kantig und nicht gerundet und hatten in der Regel keine oder nur wenige Schrammen. An der östlichen Seite der Abbauwand sah man unregelmäßig gegen NW. fallende Schichtung in wechsellagernden Sanden und Feinkiesen. Die ganze Struktur der Moräne ließ erkennen, daß es sich um den Rest eines echten Moränenwalles handelt, der hier einmal die Seitenmoräne des Zürich-Gletschers bildete. Diese Moränen-Schotter waren oben mit einer bis über 1 m mächtigen lettigen Grundmoräne überdeckt, in der meist nur kleine, aber zahlreichere geschliffene und geschrammte Geschiebe vorkamen.

Unweit NO. von der vorstehend beschriebenen Grube befand sich S. von dem Gehöft Etzliberg eine große Schottergrube am nördlichen Ende des Moränenwalles, welche einen lehrreichen Querschnitt durch den Wall und seinen Aufbau gewährte (Fig. 11 auf Tafel VI). Der Aufschluß zeigte, daß es sich tatsächlich um eine echte Wallmoräne handelt. Eine Bedeckung mit Grundmoräne war hier allerdings nicht festzustellen, was dazu verleiten könnte, diese Wallmoräne als frisch und nicht als überfahren zu betrachten. Begibt man sich aber im Zuge dieses gleichen

Walles weiter südwärts, dann trifft man oberhalb Horgen mehrere Gruben an, welche die entscheidenden Aufschlüsse darbieten.

Etwa 1,5 km W. vom Seehaus liegt bei Meereggrain bei P. 602 (Blatt 177 Horgen) an dem den Moränenwall überquerenden Sträßchen eine Schottergrube, in deren unterem Teil der Abbauwand etwa 7—8 m mächtiger, sehr sandiger Wallmoränenschutt aufgeschlossen war. Auf der wellig ausgebildeten Oberfläche dieses Schuttes war ein geröllarmer Geschiebemergel ausgebreitet, der an einer Stelle eine Mulde von etwa 2,5—3 m Tiefe ausfüllte (Fig. 2 auf Tafel I). Die Oberfläche des Wallmoränenschuttes zeigte wellige Formung bezw. Furchung, und zwar liefen die Furchen parallel zur Längsachse des Walles und sind als Erosionsfurchen des später während des Eishochstandes der Würm-Eiszeit darüber gegangenen Gletschers zu betrachten.

In der weiteren Fortsetzung des Moränenzuges befindet sich am Ostabhang desselben W. von P. 547,3 (etwa 0,5 km W. vom Bahnhof Horgen—Oberdorf) eine Schottergrube, in der die diskordante Überlagerung des Wallmoränen-Schotters durch Grundmoräne deutlichst zu sehen war. Der in einer Mächtigkeit von 6—7 m aufgeschlossene, stark sandige Wallmoränen-Schutt war in seinen oberen Teilen unregelmäßig geschichtet; die wechsellagernden Sand- und Feinkies-Schichten zeigten ein flaches Einfallen gegen W. Am südlichen Teil der Abbauwand waren diese Schichten schräg abgeschnitten und diskordant von 1,0—1,2 m mächtiger Grundmoräne überlagert (Abb. 2). In der Mitte der Grube war die Oberfläche des geschichteten Moränen-Schotters wellig gefurcht, wobei die Schichten ebenfalls schräg abgeschnitten waren; auch hier war in die Vertiefungen die bis zu 1,5 m mächtige Grundmoräne diskordant einge-

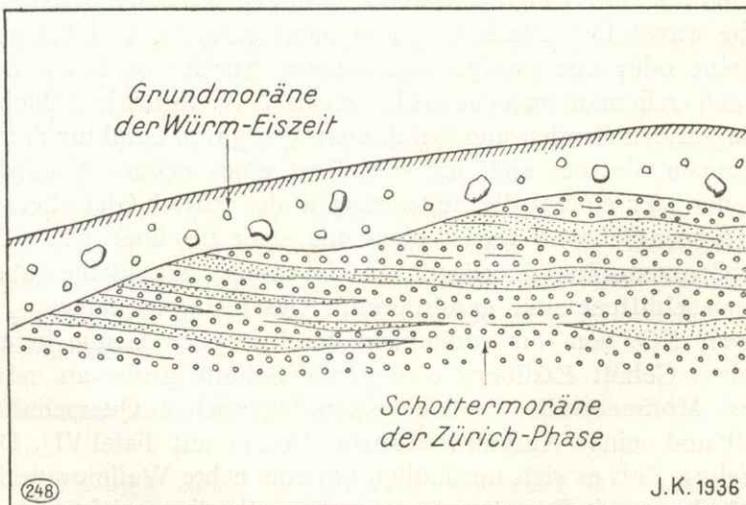


Abb. 2

Schottergrube bei Horgen.

lagert (Abb. 3). Hier war deutlichst zu sehen, daß die geschichteten Moränen-Schotter vom Eise bearbeitet und zum Teil erodiert worden waren, worauf auch die südost-nordwestliche Richtung des Verlaufes der Furchen hinwies, was mit der Fließrichtung des Eises zur Zeit des Eishochstandes übereinstimmt. Sehr bemerkenswert ist es, daß die Oberfläche der Grundmoräne durch die lebhaftere Furchung der Oberfläche der Schottermoräne nicht beeinflußt war, sondern eine davon unabhängige gleichmäßige und sanft geschwungene Rundung aufwies, welche der Stromlinienformung der Drumlins und drumliden Gebilde entspricht (siehe E. EBERS, 1937).

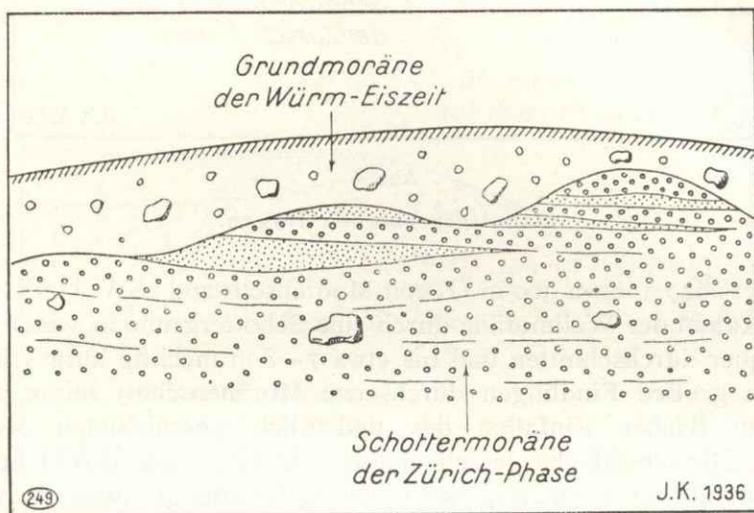


Abb. 3
Schottergrube bei Horgen.

Unweit W. der vorherbeschriebenen Grube befindet sich eine weitere Schottergrube, welche auf der Kammlinie des Wallmoränenzuges angelegt ist. In ihr herrschten die gleichen stratigraphischen Verhältnisse, wie in der benachbarten Grube. Die mit zahlreichen Blöcken durchsetzte Wallmoräne war etwa 4 m mächtig aufgeschlossen und zum Teil mit Feinsand- und gelblichen Schluff-Schichten durchsetzt (Fig. 3 auf Tafel II). Die Schichtung fiel mit durchschnittlich 5° — 10° gegen W. ein. Am südlichen Ende der Grube waren die Moränen-Schotter diskordant abgeschnitten (Abb. 4) und von Grundmoräne überlagert, welche sich auf welliger bzw. furchiger Auflagerungsfläche über den ganzen Wallmoränen-Rücken ausbreitete und sich auch auf die Außenseite (Übergangskegel) des Walles erstreckte, wobei sie auf dieser Seite sogar an Mächtigkeit zunahm (Fig. 3 auf Tafel II). Auch hier stand die ausgeglichene Oberfläche der Grundmoränendecke in auffälligem Gegensatz zu der lebhaft gewellten Oberfläche der Wallmoräne.

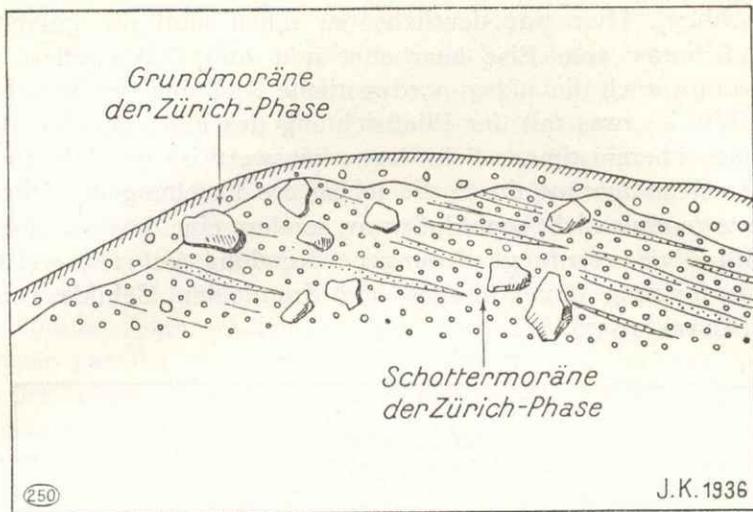


Abb. 4
Schottergrube bei Horgen.

Bei P. 640,9, etwa 300 m O. von Moenschwand (SW. von Horgen), ist der Kamm der Wallmoräne durch eine Schottergrube in seiner ganzen Breite quer durchschnitten und bis etwa 7—8 m mächtig aufgeschlossen. Der von großen Findlingen durchsetzte Moränenschutt zeigte auf der Westseite flaches Einfallen des undeutlich geschichteten Moränenschuttetes. Die Oberfläche desselben war, wie Fig. 1 auf Tafel I erkennen läßt, ebenfalls unregelmäßig wellig bezw. furchig gestaltet (siehe auch das Profil Abb. 1, S. 6). Darüber breitete sich die bis zu 1,6 m mächtige Grundmoränendecke aus, welche wiederum — im Gegensatz zur welligen Oberfläche der Wallmoräne — eine sehr ausgeglichene, sanft geschwungene Form besaß.

Etwa 1 km SO. der vorbesprochenen Grube befinden sich im Zuge des gleichen Moränenwalles zwei Gruben, in denen sich die gleichen stratigraphischen Verhältnisse wiederholen. Die eine dieser Gruben liegt bei P. 643 (N. von Bergweier) am Rande der zum Zürichsee-Becken abfallenden Flanke des Moränenzuges und zeigte die schräg abgeschnittenen und gegen das Zürichsee-Becken in die Luft austreichenden Moränen-Schichten mit großen Findlingen (Fig. 4 auf Tafel II). Über diesen Schichten bezw. an diese diskordant angelagert breitete sich die bis zu 1,5 m mächtige Grundmoräne aus, wie Abb. 5 zeichnerisch andeutet. Die andere Grube liegt NO. von letzterer am Abhang. Auch hier war die Grundmoräne diskordant an den schräg abgeschnittenen Moränenschottern angelagert und überkleidete die Oberfläche derselben.

Die Moränen des rechten Ufers. — Am rechten Ufer des Zürich-Sees läßt sich die Moräne der Zürich-Phase vom Stadtgebiet an über

Neumünster, Riesbach und Kirche Zollikon bis Goldbach als sehr flacher, sichtlich verschleifter und wenig heraustretender Wall verfolgen. Bis hierher ist der Wall ziemlich zusammenhängend ausgebildet und nur durch die einzelnen Seitenbäche, welche dem Zürich-See zufließen, zerteilt. Von Goldbach an ist die Moräne nur lückenhaft entwickelt bzw. erhalten geblieben. Der Verlauf geht von Goldbach über Schübel bei Küßnacht und Allmend nach Lerchenberg bei Erlenbach (Blatt 175 Thalwil), wo neben der Straße an einem Hanganschnitt nur lettige Grundmoräne mit geschrammten Geschieben aufgeschlossen war, während im ganzen bisherigen Verlauf kein Aufschluß zu sehen war.

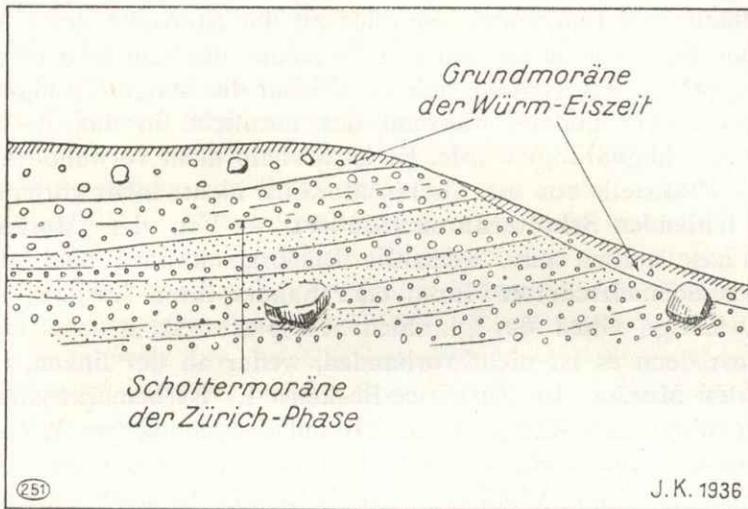


Abb. 5
Schottergrube bei Horgen.

Oberhalb Pflugstein (SO. von Erlenbach) tritt die Zürich-Moräne deutlicher als Wall heraus, dessen Oberfläche sehr ausgeglichen und zugerundet ist, wie Fig. 10 auf Tafel V zeigt. In den Ablaufgräben neben der Straße und an Anschnitten (Baugrube) war nur lettige Grundmoräne festzustellen, welche die ganze Wallmoräne überkleidet.

Von Pflugstein läßt sich die Moräne über „Frohe Aussicht“ und S. an Wetzwil (Blatt 226 Mönchaltdorf) vorbei, wo Reste eines Doppelwalles (P. 620 und P. 607,5) vorhanden sind, längs des Herrenweges bis P. 660,8 (S. von Toggwil) verfolgen, wo sie ausläuft. Die besprochenen Reste sind auch im Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 Blatt Nr. 7 von TH. ZINGG als Wallmoränen des Zürich-Stadiums eingezeichnet. Von hier ab ist am Südabfall des Pfannenstiel-Rückens auf etwa 2 km Erstreckung keine Spur einer Wallmoräne vorhanden, wie auch die ZINGG'sche Karte keine solche verzeichnet. Erst der Geländesporn bei P. 714,4 (etwa 0,7 km SSO. von Vorder-Pfannenstiel) könnte wieder als

Rest des Zürich-Moränenzuges gedeutet werden. Das Fehlen jeglicher Wallmoränen-Ablagerung auf dieser Strecke wäre unerklärlich, wenn die Zürich-Moräne eine Rückzugsmoräne wäre. Eine nacheiszeitliche Zerstörung der Moräne durch Abtragung kann nicht in Frage kommen, da sonst in erster Linie die Grundmoränenbedeckung des Geländes verschwunden sein müßte, welche letztere aber allenthalben in diesem Gebiet vorhanden und auch in der erwähnten Karte von ZINGG eingezeichnet ist. Das Fehlen der Wallmoränen der Zürich-Phase ist nur erklärbar, wenn sie eine verschleifte ältere Moräne ist. Es besteht kein Zweifel, daß sie früher einmal hier vorhanden war. Während des Hochstandes der Würm-Vereisung aber wurde sie hier vom Gletscher vollkommen erodiert, da der Südhang des Pfannenstiel-Spornes an der Stoßseite des Gletschers lag; denn am Pfannenstiel-Rücken brandete der Linth-Gletscher und wurde in zwei Äste gespalten, deren südlicher die Zunge des eigentlichen Zürich-Gletschers bildete, während der nördliche in das Becken des Greifen Sees abgedrängt wurde. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß an dieser Prallstelle von den älteren Moränen nichts mehr vorhanden ist.

Die fehlenden Schotterfluren (Sander). — Von den Moränen der Zürich-Phase sollten nun, wenn sie Rückzugsmoränen sind, die dazu gehörigen Schmelzschotter-Fluren oder Sander ihren Ausgang nehmen. Dieses wichtige Glied des glazialen Komplexes sucht man hier aber vergebens; denn es ist nicht vorhanden, weder an der linken, noch an der rechten Moräne des Zürichsee-Beckens. Es ist bemerkenswert, daß auf der geologischen Karte von Zürich und Umgebung von A. WETTSTEIN (1885) an der Außenseite der Zürich-Moräne auf dem linken Ufer des Zürich-Sees zwischen Wollishofen und Kilchberg bzw. Adliswil eine ausgedehnte Ablagerung von Glazial-Lehm (d. h. Grundmoräne nach WETTSTEIN's eigener Angabe!), nicht aber von Schottern der Schmelzwässer eingetragen ist, wie man eigentlich erwarten müßte. Auch sonst sind vor und zwischen den Moränen nur flache Moränen, aber keine Schotter eingetragen. Außerdem schreibt A. WETTSTEIN auf S. 21, daß die Moränenkette der Zürich-Phase gegen Süden an die Hänge hinaufsteigt und den ganzen Zimmerberg-Rücken „als ein Wall oder gewöhnlich mehrere, durch sumpfige¹⁾ Tälchen von einander geschiedene Hügel“ krönt. Diese Beobachtung WETTSTEIN's ist vollständig richtig. Statt Schotterfluren findet man überall an der Außenseite des oder der Moränenwälle feuchte Wiesen oder sumpfiges Gelände, wie ein Blick auf die Spezialkarten (Blatt 175 Thalwil, Blatt 177 Horgen, Blatt 228 Wädenswil und Blatt 242 Richterswil) lehrt und die Natur überall zeigt. Auch an den Moränen der rechten Talseite gibt es keine Schmelzschotterfluren; dagegen findet sich an der Außenseite der Moräne feuchtes und sumpfiges Gelände, wie z. B. bei der „Frohen Aussicht“.

Auch in der „Karte der öffentlichen Grundwasserströme und Grund-

¹⁾ vom Verfasser gesperrt.

wasserbecken des Kantons Zürich“ von J. HUG und A. BEILICK (1934) sucht man an den Moränen der Zürich-Phase vergeblich nach wasserführenden Schottern. Wohl findet sich im Sihl-Tal ein zu den „Schottern der letzten Eiszeit“ gerechneter Schotterstrang, der aber mit den Moränen der Zürich-Phase nicht in Verbindung gebracht werden kann, da er nach-eiszeitlicher Entstehung ist. Das Sihl-Tal ist nämlich nicht ein peripheres Tal der Zürich-Phase, sondern es entstand, wie A. HEIM (1919) I. Bd. S. 381 glaubte und darlegte, schon vor der (vermeintlich jüngsten) Zürich-Phase. Die seitlichen Schmelzwässer waren gezwungen, sich zwischen den Moränen des Schlieren-Stadiums, von denen noch Reste bei Langnau liegen, und dem Eis der Gletscherzunge ihren Weg zu suchen, wobei sie sich eintieften. Sie behielten diesen neuen Lauf auch dann noch bei, als das Eis sich hinter die verschleiften Moränen der Zürich-Phase zurückzog. Daß die Schotter des Sihl-Tales mit den Moränen der Zürich-Phase nichts zu tun haben können, geht auch aus den Profilen bei A. HEIM S. 382 hervor; sie wurzeln nämlich nicht an jenen, sondern sind durch Molasse-Auftragungen von ihnen getrennt. Der Sihltal-Schotter liegt in einer Rinne, die im Molasse-Untergrund eingesenkt ist, welche letzterer einen trennenden Riegel zwischen Zürich-Moräne und Sihltal-Schotter bildet. Auch die Tatsache, daß der Sihltal-Schotter auf der linken Talseite von dem postglazialen Schuttkegel des Albis-Rückens noch überdeckt ist, ist kein Beweis für die Gleichalterigkeit von Zürich-Moräne und Sihltal-Schotter; denn der besagte Schuttkegel ist sehr jung, wie die Auffindung eines römischen Fußbodens unter einer 2 m mächtigen Lehm-schicht dieses Schuttkegels beweist (siehe J. HUG und A. BEILICK, 1934, S. 84). Der Sihltal-Schotter ist ohne Zweifel ein spätglaziales Gebilde und hat mit den verschleiften Moränen der Zürich-Phase nichts zu tun. Sein Verlauf im Raume außerhalb der Moränen der Zürich-Phase ist lediglich eine Konvergenzerscheinung, bedingt durch das Vorhandensein und die gleiche Richtung der Zürich-Moränen, aber ohne genetischen Zusammenhang mit diesen.

Wenn nun auch frische Schotterfluren an den Moränen der Zürich-Phase des Zürichsee-Beckens vollständig fehlen, so sind doch Reste von älteren fluvioglazialen Schotterablagerungen vorhanden, welche zu den Moränen der Zürich-Phase gehören. Es sind die von A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909) S. 508 u. f. ausführlich beschriebenen Schotter des Sihl- und Lorze-Tales, die damals allerdings noch der Laufschwankung zugerechnet wurden. Sie sind von den Moränen des Hochstandes des würmeiszeitlichen Gletschers bedeckt, also ohne Zweifel älter als die Hauptvereisung der Würm-Eiszeit. Daß es fluvioglaziale Schotter sind, das beweisen einerseits ihre Verknüpfung mit Moräne im Lorze-Gebiet (vermutlich verschleifte WI-Moräne)¹⁾, andererseits die Größe der Gerölle

¹⁾ Die Moränen des Zugersee-Gebietes konnten vom Verfasser noch nicht in die Untersuchung einbezogen werden.

im südlichen Sihl-Gebiet, welche auf die Moränennähe hinweist. Daß diese Schotter aber mit den Moränen des Hochstandes der Würm-Eiszeit (WII) nichts zu tun haben können, beweist auch ihre petrographische Zusammensetzung; denn in ihnen treten, genau wie bei den Moränen der Zürich-Phase, die Sernifite stark zurück, was ein weiterer Beweis für die Zusammengehörigkeit beider ist. Diese älteren Schotter bilden nach PENCK und BRÜCKNER (S. 511) auf der Hochfläche von Menzingen „eine große Schotterplatte, die gegen Nordwesten schwach geneigt ist“. Sehr wichtig ist die Höhenlage dieses Schotters auf etwa 625—630 m ü. d. M., also hoch über der Talsohle des Zürichsee-Beckens. Es kann sich also nicht um den älteren oder unteren Würm-Schotter, der beim Herannahen der Würm-Vereisung in den Tälern abgelagert wurde, handeln, den K. TROLL (1936, S. 22) als Gegenbeweis gegen die ältere Würm- oder Vorrückungs-Phase benützen zu können glaubt. Der Schotter auf der Menzinger Hochfläche konnte nur abgelagert worden sein, als der Gletscher den Stand der Zürich-Phase bereits eingenommen hatte, wie auch PENCK und BRÜCKNER auf S. 511 erklären: „Seine Lage in dieser Höhe wird dadurch erklärt, daß im Osten der Linth-Gletscher, im Westen der Reuß-Gletscher ein seitliches Abfließen des Wassers hinderten; so entstand er seitlich des Gletschers weit über der Sohle der Haupttäler“¹⁾. Dieser hoch gelegene Schotter der Vorrückungs-Phase ist ein Gegenstück zu dem gleichfalls hoch über der Sohle des Ammersee-Tales auf dem Wessobrunner Höhenrücken gelegenen Vorrückungs- (WI-)Schotter (siehe J. KNAUER, 1935 S. 15 u. f., 1937 S. 6).

2. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Greifensee-Gebiet.

Die Stirnmoräne und die linken Seitenmoränen. — Die Stirnmoräne der Zürich-Phase des Greifensee-Beckens lag unmittelbar S. bei Dübendorf (Blatt 159 Schwamendingen), wo verschiedene unzusammenhängende flache Hügel das Becken halbkreisförmig umsäumen. Hierher gehören die Hügel P. 465,1 (O. der Glatt), P. 454,4, P. 453, P. 451,4, eine flache Erhöhung beim Gehöft Looren und P. 462,9 (alle diese W. der Glatt), woran sich die linke Seitenmoräne anschließen sollte. Die Fortsetzung der ehemaligen Wallmoräne der Zürich-Phase nach SSO., die sich am verhältnismäßig steilen Fuß des Höhenzuges Pfannenstiel—Zürich-Berg emporziehen sollte, ist nicht zu finden, da sie anscheinend durch das Eis des Hochstandes der Würm-Vergletscherung zerstört wurde. Erst S. vom Gehöft Bollenrüti (Blatt 161 Zürich) auf etwa 500 m Höhe tritt eine Geländerippe hervor, die als Rest eines Moränenzuges gedeutet werden kann. Sie findet ihre Fortsetzung in verschiedenen weiteren flachen Rippen bzw. wallförmigen Gebilden (P. 550,1, P. 579,5, P. 590,2

¹⁾ Vom Verfasser gesperrt.

und P. 593,9 auf Blatt 212 Uster), welche durch Bacheinrisse der Seitenbäche des Greifensee-Beckens zerteilt sind.

Durchschnittlich etwa 30—50 m tiefer verläuft eine zweite Folge von ähnlichen flachen Rippen bzw. Hügeln (P. 494,0, P. 507, P. 562, P. 575 und P. 589,4). Diese Reste scheinen zu einer inneren Stirnmoräne im Talgrund in Beziehung zu stehen, welche nur in einigen Erhöhungen N. von Schwerzenbach und bei Hermikon (Blatt 210 Volketswil) erhalten ist. Es ist also auch im Greifensee-Becken die Zürich-Phase in zwei Moränenzügen ausgebildet. Von diesen läuft der obere Zug oberhalb Wolfgalgen aus, dagegen setzt sich der untere südlich der Straße Maur-Ebmatingen in gleicher Weise fort in den Hügeln P. 623,8, P. 631 und mehreren unbezeichneten flachen Erhöhungen (Blatt 226 Mönchaldorf) bis zu P. 666 (SO. von Scheuren), die als letzte Andeutung ehemaliger Wallmoränen zu gelten haben.

Die weitere Fortsetzung des Moränenzuges ist zunächst nur noch in einer Hangstufe zu erkennen, die sich im Aescher-Berg, oberhalb Neuhaus, findet. Erst bei Haslen, oberhalb Hinteregg, sind nochmals Andeutungen von ehemaligen Wallmoränen vorhanden; dann fehlen am steilen Nordostabhang des Pfannenstiels weitere Reste von Moränen bis zum P. 714,4, wo die Scharung mit dem rechten Ast der Moräne des Zürichsee-Beckens stattfindet. Das Fehlen der Moräne der Zürich-Phase ist hier durch den gleichen Grund bedingt wie am Südabhang des Pfannenstiel-Rückens, nämlich durch die Erosion des vom Pfannenstiel-Sporn zerteilten Gletschers, der an diesen beiden Flanken mit erhöhter Kraft schürfte. Daß die Moränen der Zürich-Phase nicht durch nacheiszeitliche Abtragung verschwunden sein können, das beweist die Überdeckung mit Grundmoräne, die — wie auch die erwähnte geologische Karte von TH. ZINGG zeigt — an der Stelle des ehemaligen Moränengürtels heute noch vorhanden ist. Hiebei sei erwähnt, daß im ganzen Verlauf der Zürich-Moräne, von der Höhe P. 714,4 bis nach Dübendorf, das ganze Gelände nur mit Grundmoräne bedeckt ist; auch die flachen Erhebungen der Wallmoränenreste tragen eine Decke aus solcher. Bemerkenswert ist es auch, daß auch in den verschiedenen Hangfurchen und Talrinnen, in denen die Bäche zu Tal fließen, Grundmoräne eingelagert ist, so daß also auch in den Kerben zwischen den Moränenresten Grundmoräne verbreitet ist. Dies läßt sich nur so erklären, daß nach Ablagerung der Moränen der Zürich-Phase sich der Gletscher wieder zurückzog, worauf durch die Erosion der von den Höhen herab kommenden Gewässer sich ein Rinnen- bzw. Talsystem ausbildete, wobei auch der Moränenzug zerstückelt wurde. Während des nachfolgenden Hochstandes der Würm-Vereisung wurden die übrig gebliebenen Moränenreste noch verschleift, mit Grundmoräne überdeckt und auch in das vorher gebildete Talsystem Grundmoräne eingelagert.

Leider fehlt im ganzen Bereich des linksseitigen Moränenzuges des

Greifensee-Beckens jeglicher tiefer gehende Aufschluß, in dem etwas über den Aufbau der Moränenreste zu sehen wäre. Dagegen findet sich unmittelbar bei dem Durchbruch der Glatt durch die verschleiften Moränenhügel, welche das Nordende des Greifensee-Beckens umsäumen, unweit des westlichen Ufers S. bei Dübendorf (Blatt 159 Schwamendingen) eine große Grube, in welcher der Übergangskegel der Zürich-Moräne ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Der untere Teil des Schotters ist gut geschichtet und ist feinkörnig (Fig. 5 auf Tafel III); er entspricht den fluvioglazialen Schottern, welche beim Herannahen des Gletschers der Zürich-Phase (Vorrückungs-Phase) aufgeschüttet wurden, und ist das Gegenstück zu den älteren Würm-Schottern im Isargletscher-Gebiet Südbayerns. Darüber breitete sich, als das Eis hier stationär wurde, der grobe Schotter des Übergangskegels aus, der von dem (heute verstümmelten) Moränenkranz ausstrahlte. Die Schotterschichten sind im östlichen Teil der Grube schräg abgeschnitten, wie aus Fig. 5 auf Tafel III und aus Abb. 6 zu ersehen ist. Dies ist aber nicht etwa auf die Erosion der unweit davon fließenden Glatt zurückzuführen, sondern ist durch die Erosion des Gletschers des Eishochstandes der Würm-Eiszeit bedingt; denn über die abgeschrägten Schichten breitet sich diskordant eine Lage von Grundmoräne aus, welche im östlichen absinkenden Teil der Grube bis zu 2 m Mächtigkeit erreicht. Auch hier zeigt sich die ausgeglichene Oberflächenformung der Grundmoränendecke (Stromlinienformung), während die Auflagerungsfläche auf dem Moränenschotter unregelmäßig wellig bezw. grubig ist (Fig. 5 auf Tafel III).

Dieser Aufschluß bei Dübendorf ist von ganz besonderer Bedeutung; denn hier fand sich endlich zum ersten Male die von K. TROLL (1936,

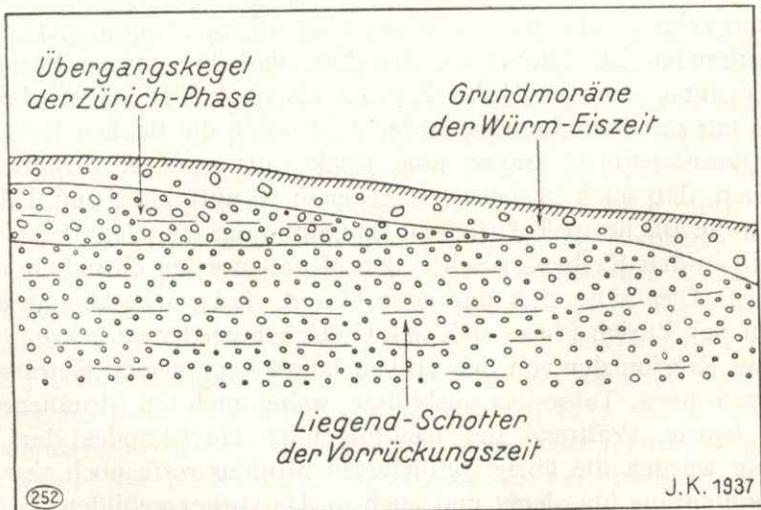


Abb. 6
Schottergrube bei Dübendorf.

S. 25) geforderte moränennahe Ausbildung eines verstümmelten und mit Grundmoräne bedeckten Glazialschotters sichtbar aufgeschlossen. Weiterhin kann man hier auch die Auflagerung des groben Schotters des Übergangskegels der Zürich-Moräne (Vorrückungsmoräne) auf den feinkörnigen Älteren Würm-Schotter sehen, so wie ich (1937, S. 4 und 5) es theoretisch dargestellt habe und wie es in dem nebenstehenden Blockdiagramm Abb. 7 auf S. 18 noch mehr zu verdeutlichen von mir versucht wurde. Diese Älteren Würm-Schotter haben im ganzen Bereich des Greifensee- und Pfäffiker See-Gebietes weite Verbreitung. Von ihnen schreibt H. W. BODENBURG-HELLMUND (1909, S. 169 u. f.) Folgendes: „Es bleibt uns hier kein Zweifel; die Sande und Kiese sind präglazial. Sie sind abgesetzt durch die Schmelzwasser, die der Drumlinvergletscherung (= Würmvereisung!) vorangingen, als das Eis schon in der Nähe war.“ Und an anderer Stelle S. 170: „Ihre Bedeckung mit Lehm und geschrammten Geschieben deutet darauf hin, daß es präglaziale Kiese der Würmvergletscherung sind, die derselben vorausgingen.“ Ferner S. 171: „Wahrscheinlich ist die ganze Gegend zwischen Dürnten und Wetzikon unter den Drumlins mehr oder weniger aufgebaut aus den präglazialen Kiesen und der darüber liegenden dünnen Moräne der Drumlinvergletscherung.“ Diese zu Drumloiden umgewandelten älteren Würmkiese streichen unter der Zürich-Moräne (Vorrückungs- oder WI-Moräne) bei Dübendorf durch und tragen hier die verstümmelte und mit Grundmoräne bedeckte Wallmoräne mit ihrem anschließenden Übergangskegel, so wie es schematisch im Blockdiagramm Abb. 7 dargestellt ist.

Etwa 400 m N. der beschriebenen Schottergrube war am östlichen Ufer der Glatt bei P. 442 (Blatt 159 Schwamendingen) im Herbst 1937 in einer Baugrube etwa 1,5 m mächtige lettige Grundmoräne mit geschrammten Findlingen aufgeschlossen. Diese Stelle liegt etwa 0,5 km außerhalb des verstümmelten Moränenkranzes der Zürich-Phase, also an einer Stelle, wo statt Grundmoräne die fluvioglazialen Schotter der Zürich-Moräne sich ausbreiten sollten. Es ist dies ebenfalls ein Beweis, daß die Ablagerungen der Zürich-Phase später vom Eis des Hochstandes der Würm-Eiszeit überschritten wurden.

Die rechten Seitenmoränen. — Der Moränenzug der rechten Talseite des Greifensee-Beckens zieht von dem bereits erwähnten Hügel P. 465,1 in Form einzelner Aufragungen und flacher Schwellen (nicht als geschlossener Wall!) über Gfenn nach Hegnau (Blatt 210 Volketswil). Der weitere Verlauf bis Nänikon und Uster kann nur vermutet werden, da ein ausgeprägter Moränenzug vollständig fehlt. Es sind nur einzelne drumloide Rücken und Hügel im mutmaßlichen Verlauf der Zürich-Moräne vorhanden, die als verschleifte Reste derselben gelten können. Es ist bezeichnend, daß diese Hügel bei Nänikon in der geologischen Karte von BODENBURG-HELLMUND als „drumlinähnliche Formen von unbekannter Zusammensetzung“ bezeichnet sind. Man geht wohl nicht fehl,

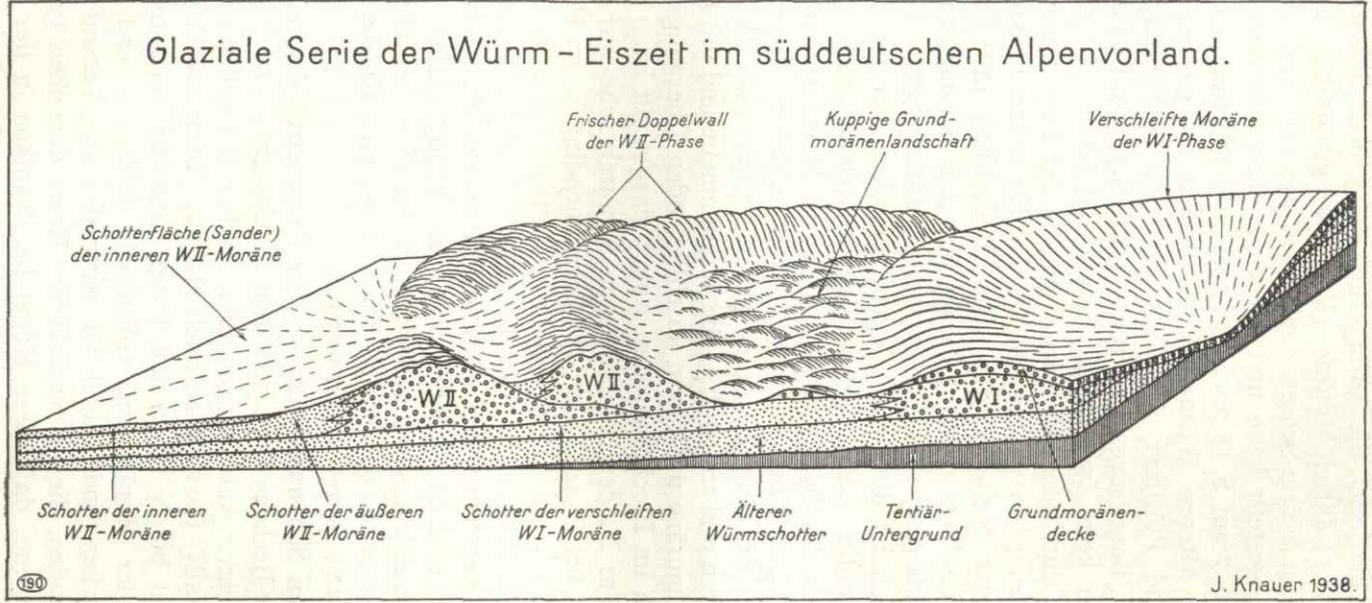


Abb. 7

wenn man diese drumlinähnlichen Formen als verschleifte Überreste der Zürich-Moräne ansieht. Auch O. bei Uster sind zwei solche Hügel verzeichnet neben anderen Drumlins aus Grundmoräne, die aber ihrer unregelmäßigen Form wegen nicht als echte Drumlins angesehen werden können, sondern ohne Zweifel ebenfalls drumloide Reste der Zürich-Moräne darstellen. O. von Uster gegen Ottenhausen dürfte wohl die Scharung der Zürich-Moräne des Greifensee-Beckens mit derjenigen des Pfäffiker See-Beckens stattgefunden haben.

Im folgenden sollen einige wichtige Aufschlüsse im Verlaufe des geschilderten Moränenzuges des Greifensee-Beckens besprochen werden.

Bei Gfenn, S. der Straße nach Hegnau (Blatt 210 Volketswil), war in einer Schottergrube eine schöne Stauchungserscheinung in dem Moränenschutt der verschleiften Zürich-Moräne aufgeschlossen. An einer Stelle der Abbauwand waren die mit großen Findlingen durchsetzten und zum Teil deutlich geschichteten, aus Kies und lehmigem Sand bestehenden Moränenschotter nahezu senkrecht aufgerichtet bzw. aufgefaltet, wie es in Fig. 6 auf Tafel III zu sehen ist. Bemerkenswert ist es aber, daß diese gestauchte Moräne oben diskordant abgeschnitten und zum Teil noch mit Grundmoräne überdeckt war (auf dem Lichtbild nicht zu sehen), was auf die abschleifende Tätigkeit des später darüber gegangenen Gletschers des Eishochstandes der Würm-Eiszeit hinweist.

Etwa 1,3 km SSO. von Hegnau (Blatt 210 Volketswil) an der Straße nach Nänikon war in einer Schottergrube die Überlagerung des Wallmoränen-Schuttes durch Grundmoräne ebenfalls gut zu sehen. Über dem bis zu 2 m mächtig aufgeschlossenen sandigen, unregelmäßig geschichteten Moränenschotter war an der nördlichen Abbauwand der Grube bis zu 0,75 m mächtiger Geschiebemergel mit zahlreichen geschrammten Geschieben zu sehen. An der südlichen Abbauwand betrug die Mächtigkeit bis zu 1 m; die wellig verlaufende Grenze zwischen Schottermoräne und auflagernder Grundmoräne war sehr scharf ausgeprägt. Bemerkenswert ist, daß die Grundmoräne hier in keiner Weise verwittert und entkalkt war, wie es bei so geringer Mächtigkeit gewöhnlich der Fall zu sein pflegt.

Die fehlenden Schotterfluren (Sander). — Auch im Greifensee-Zweigbecken fehlen an den Moränen der Zürich-Phase die Ausstrahlungen der frischen Schotterfluren. Es ist bezeichnend, daß auf der geologischen Karte von A. WETTSTEIN (1885) auf der Außenseite der Dübendorfer Wallmoräne nur flache Moränen und Grundmoränen in weiter Verbreitung eingetragen sind, aber keine Schotterablagerungen. Die Schotter sind allerdings vorhanden, aber von einem jungen Würmmoränen-Schleier größtenteils überdeckt. Dies geht auch aus der Grundwasserkarte von J. HUG und A. BEILICK (1934) hervor, in welcher kein zusammenhängendes Schotterfeld im Glatt-Tal eingetragen ist, sondern nur einzelne Teilfelder, die sich streifenförmig auch in das Moränen- und

Zungenbecken-Gebiet hineinziehen. In letzterem Falle gehören sie sicher zu dem Schotterkörper der Älteren Würm-Schotter, welche vor Ablagerung der Zürich-Moränen gebildet wurden. Etwa 1 km N. von Uster bei P. 406 (an der Straße nach Wermatswil) ist in einer großen Grube einer dieser ausgezeichnet geschichteten Schotter in etwa 6—7 m Mächtigkeit aufgeschlossen (siehe Fig. 7 auf Tafel IV und Abb. 8). Über dem Schotter lag mit welliger Auflagerungsfläche eine bräunlich verfärbte Grundmoränen-decke von 0,5—1,5 m Mächtigkeit. Die oberste Lage des Schotters ist zum Teil schräg abgeschnitten und die Moräne diskordant angelagert.

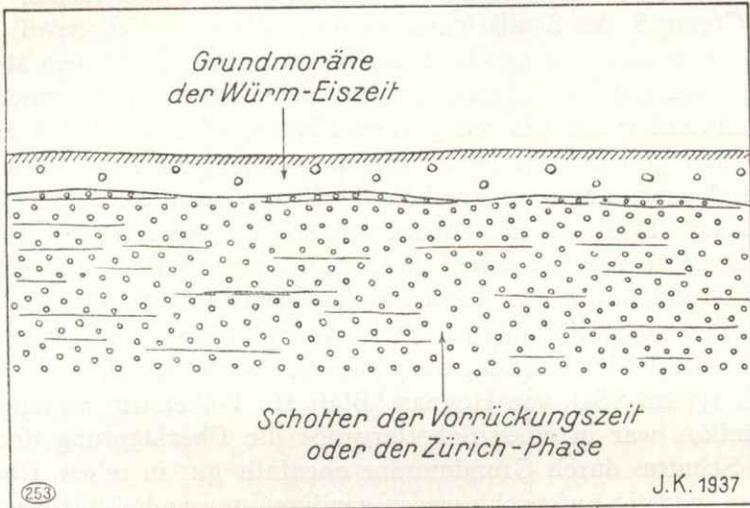


Abb. 8
Schottergrube NO. von Uster.

Es ist nicht möglich zu sagen, ob dieser Schotter zu den sog. Älteren Würm-Schottern oder schon zu dem Sander der Zürich-Moräne (Vorrückungs-Moräne) von Uster gehört. Die Überlagerung dieser wasserführenden Schotterfelder der Grundwasserkarte mit Grundmoräne geht auch aus der geologischen Karte von H. W. BODENBURG-HELLMUND hervor, welche im ganzen Bereich N. und O. von Uster und Nänikon „leichte Moränenbedeckung der Würmeiszeit“ verzeichnet mit Ausnahme eines schmalen Streifens N. von Uster, in welchem die vorher beschriebene Schottergrube gelegen ist. H. W. BODENBURG-HELLMUND bezeichnet diese Schotter als „fluvioglaziale Schotter der Drumlinvergletscherung“.

Daß die wasserführenden Schotter aber auch an anderen Stellen mit Grundmoräne bedeckt sind, zeigt das Profil Abb. 55 auf S. 124 im Werk von J. HUG und A. BELICK (1934), welches einen Längsschnitt des Schotterstranges von Hegnau bis Stiegenhof (O. vom Flugplatz Dübendorf) darstellt. In diesem Profil ist die Schichtenfolge zweier Bohrungen wiedergegeben, welche beide über reinem Kies und Sand eine Überlagerung

mit Lehm, lehmigem Kies, Sand und Steinen von 2—3,5 m Mächtigkeit zeigen. Es ist klar, daß diese lehmige Überlagerung nichts anderes ist als die Grundmoränendecke, welche auch weiter oben in dem Baugruben-Aufschluß bei Dübendorf erwähnt wurde.

Aus den angeführten Tatsachen geht also hervor, daß auch im Greifensee-Gebiet keine frischen Schotterfluren (Sander) vorhanden sind, die von den Moränen der verschleiften Zürich-Phase ihren Ausgang nehmen sollten.

3. Die Ablagerungen der Zürich-Phase im Gebiet des Pfäffiker Sees.

Auch das Becken des Pfäffiker Sees wird von den spärlichen Resten der Zürich-Moränen umsäumt, welche hier ebenfalls eine Ausbildung in zwei getrennten Moränenwällen erkennen lassen, wie sie auch in der Karte von H. W. BODENBURG-HELLMUND eingezeichnet sind. Es sind einzelne langgestreckte, ganz flach schildförmige Hügel von nur wenigen Metern Höhe. Die Reste des inneren Walles beginnen am NW.-Ende des Sees bei Holzweid (Blatt 213 Pfäffikon) mit dem Hügel P. 555, auf dem das Gehöft Höchweid gelegen ist. Nach einer Unterbrechung von etwa 100 m folgt jenseits der Straße Wermatswil—Pfäffikon eine unbedeutende Bodenerhebung, die sich bis zum Schießplatz fortsetzt. Nach einer weiteren Unterbrechung bildet ein dritter flacher Hügel die Fortsetzung, der sich bis zur Schule von Pfäffikon verfolgen läßt; auf ihm ist der Friedhof angelegt.

Der äußere Wall ist nur durch einige im Halbkreis angeordnete und weit auseinander gezogene flache Hügelchen (P. 566, P. 551, P. 552 und P. 552) und eine flache Bodenschwelle bei Voreich angedeutet. Es fehlt also bei beiden „Wällen“ die Ausbildung eines wallförmigen, zusammenhängenden Schotterkörpers und eines davon ausstrahlenden Schotterfeldes (Sanders). Statt dessen breitet sich im Bereiche dieser angeblichen Wallmoränen eine feuchte, zum großen Teil sogar vertorfte Grundmoränenlandschaft aus, in welcher das Naturschutzgebiet „Torfried“ gelegen ist.

Der stratigraphische Aufbau dieses Gebietes ist in einer großen Schottergrube im Bereiche der äußeren „Wallmoräne“ bei Voreich, etwa $\frac{3}{4}$ km NW. von Pfäffikon und südlich der Bahnlinie eindeutig zu sehen. Hier sind die unregelmäßig geschichteten Wallmoränenschotter der Zürich-Phase in etwa 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen und werden als Schotter abgebaut. Über diesen echten Wallmoränen-Schottern liegt eine bis zu 2 m mächtige gelbliche Grundmoräne mit geschrammten Geschieben. Die Oberfläche des liegenden Moränenschotter ist auch hier wellig gestaltet, wobei die obersten Lagen schräg abgeschnitten sind. Dementsprechend breitet sich die hangende Grundmoräne diskordant über dem Moränenschotter aus und ist an diesen angelagert, wie es in Fig. 8 auf Tafel IV zu sehen und in Abb. 9 zeichnerisch dargestellt ist.

Dieser Aufbau entspricht durchaus den weiter oben geschilderten Verhältnissen an der Stirnmoräne des Greifensee-Gletschers bei Dübendorf. Es bietet sich also überall das gleiche Bild: Überfahrene und verschleifte Moränenwälle und Sander der Zürich-Phase, welche mit Grund-

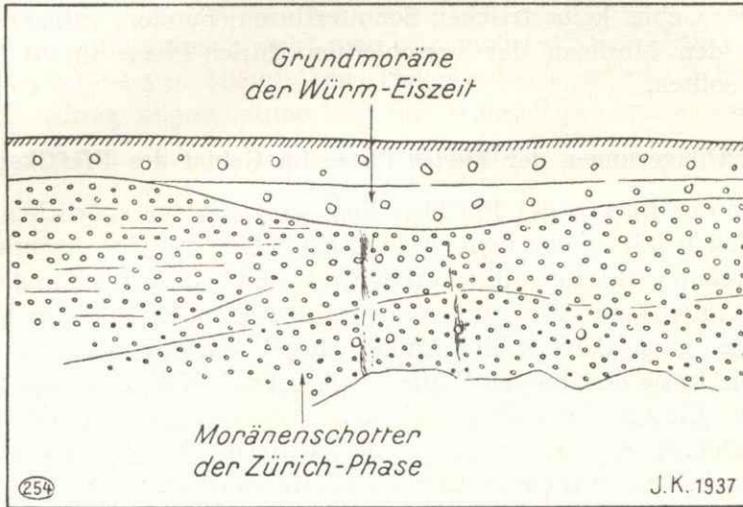


Abb. 9

Schottergrube bei Pfäffikon.

moräne des Eishochstandes der Würm-Eiszeit überdeckt sind. Es steht also fest, daß auch im Gebiete des Linth-Gletschers — wie in Süddeutschland — die angeblich jungen Moränen der Zürich-Phase wesentlich älter sind und einer Vorrückungs-Phase angehören, welche in die Ältere Würm-Eiszeit oder sogar in die späte Rib-Eiszeit (siehe weiter unten) einzuordnen ist.

III. Die Formgestaltung der Moränen der Zürich-Phase.

Wie schon weiter oben bemerkt wurde, ist es eine Besonderheit der Moränen der Zürich-Phase, daß sie im Gegensatz zu den unzweifelhaft frischen äußeren End- und Seitenmoränen der Würm-Eiszeit keine unruhigen und kuppigen oder kegelförmigen Formen aufweisen, sondern meist sehr flach gewölbte Hügelzüge mit ausgeglichener, sanft geschwungener Oberfläche bilden, wie sie auch die Drumlins besitzen. Diese Formenwelt ist auf die Tätigkeit des fließenden Gletschereises zurückzuführen, welches letzteres beim Überschreiten der vorher gebildeten Moränen der Zürich-Phase diese während des Hochstandes der Würm-Eiszeit zuhobelte und umgestaltete, wie ich es früher (1935, S. 8) schon näher beschrieben habe.

Wenn man die Moränen der Zürich-Phase in ihrem ganzen Verlauf,

wie er in dem Kärtchen auf Beilage-Tafel VII angegeben ist, verfolgt, so wird man vergeblich nach den unruhig kuppigen Formen der frischen Moränen suchen. Überall finden sich nur die flachen, drumlroiden Hügel bzw. Hügelzüge, die meistens in aneinander gereihte Einzelhügel aufgelöst sind. Eine Ausnahme von letzterer Regel findet sich nur im Gebiete der Zürich-Moränen auf dem linken Ufer des Zürichsee-Beckens. Hier besteht ein morphologischer Unterschied zwischen der Zürich-Moräne NW. von der Horger Egg und SO. davon insoferne, als im Raume zwischen Horger Egg und dem Stadtgebiet von Zürich die Moränen lang hingestreckte, äußerst schmale Wälle bilden, während sie SO. von der Horger Egg in zahlreiche drumloide Stücke aufgelöst sind. Dieser Gegensatz ist dadurch bedingt, daß im letzteren Abschnitt das Eis während des Hochstandes der Würm-Eiszeit nicht parallel zu den vorher abgelagerten Moränenwällen der Zürich-Phase floß, sondern diese im spitzen Winkel überschritt, da es sich hier über die Hochfläche von Menzingen-Schönenberg ausbreiten konnte. Bei dieser Überquerung der vorgebildeten Moränen wurden diese in einzelne Stücke aufgelöst und drumloid umgestaltet. Dagegen wurde das Eis der Gletscherzunge von der Horger Egg an zwischen Albis-Rücken im Westen einerseits und Pfannenstiel—Zürichberg-Rücken im Osten andererseits so eingespannt, daß es gezwungen war, parallel zu den vorgebildeten Moränen der Zürich-Phase zu fließen. Dabei wurden diese Moränen wohl abgeschliffen und dadurch schließlich zu diesen schmalen Wällen umgeformt, wie es Fig. 11 auf Tafel VI zeigt, aber sie wurden nicht zerstückelt. Diese äußerst schmalen, aber langen Moränenwälle in dem genannten Abschnitt könnten den Anschein von wirklich jungen (Rückzugs-)Moränen erwecken, besonders, wenn zufällig die Grundmoränenbedeckung fehlt, wie bei Etzliberg.

Ein gutes Beispiel für die drumloide, sanft geschwungene Form der verschleiften Moränen der Zürich-Phase bietet Fig. 9 auf Tafel V, welche die Moräne bei Harrüti (Blatt 177 Horgen) zeigt. Dieser Moränenabschnitt liegt SO. der Horger Egg und läßt bereits die beginnende Auflösung in einzelne drumlinähnliche, flache Hügelrücken erkennen. Ein anderes Bild bietet Fig. 10 auf Tafel V, welche den sanft geschwungenen Scheitel eines drumlinartigen Teilstückes der Zürich-Moräne auf dem rechten Ufer des Zürichsee-Beckens in der Nähe von Pflugstein (Blatt 175 Thalwil) zeigt.

Im Gegensatz zu den drumlroiden Formen stehen die unzweifelhaft jungen Moränen des Eishochstandes der Würm-Eiszeit, von denen Fig. 12 auf Tafel VI ein Beispiel bietet. Man sieht hier im Hintergrund rechts die kegelförmig (nicht drumloid!) gestalteten Moränenhügel der frischen Würm-Moränen auf der Menzinger Hochfläche am Rande des postglazial tief eingesenkten Sihl-Tales.

Dieser Gegensatz in der Formgestaltung zwischen verschleiften inneren (älteren) Moränen der Zürich-Phase und den frischen, unverändert erhaltenen äußeren (jüngeren) Moränen der späteren Würm-Eiszeit

(Killwangen- und Schlieren-Phase) ist so offensichtlich und so regelmäßig, daß er ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zwischen den verschiedenen Phasen bildet.

IV. Die Altersfrage der Zürich-Phase.

Ich habe bereits früher (1935, S. 10) die Frage gestreift, ob die Moränen der WI- oder Vorrückungs-Phase (= Zürich-Phase) einer älteren würmeiszeitlichen Vorrückungs-Phase oder einer rißeiszeitlichen Rückzugs-Phase angehören. Aus verschiedenen Gründen habe ich mich damals dafür entschieden, diese verschleiften Moränen in die Ältere Würm-Eiszeit zu stellen.

In jüngster Zeit ist nun eine Abhandlung von W. SOERGEL (1937) über die Vereisungskurve erschienen, welche die Ausdehnung der nordeuropäischen Eismassen während der verschiedenen Abschnitte der Eiszeit zur Darstellung bringt. SOERGEL gibt darin unter anderem auch eine Dreigliederung der Riß-Eiszeit, wobei als Riß III die früher (1925) von ihm als Prä-Würm bezeichnete Vereisung aufgeführt ist und welche, wie aus der Kurve (s. Abb. 10) ersichtlich ist, in ihrer Größe geringer ist, als die

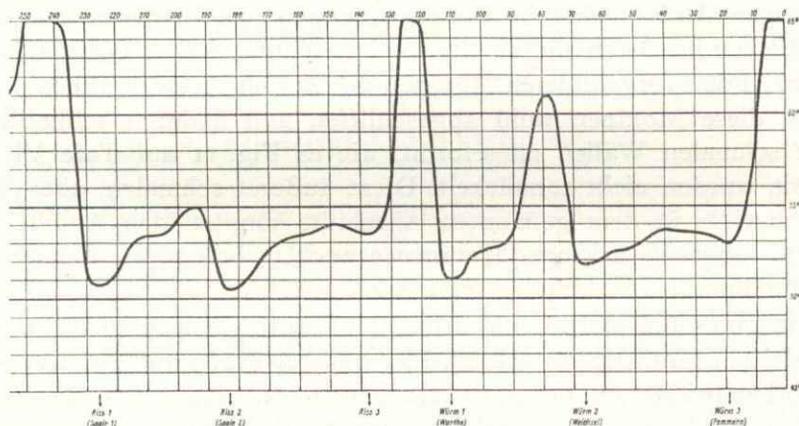


Abb. 10

Vereisungskurve der Riß- und Würmeiszeit nach W. SOERGEL (1937).

folgenden Würm-Vereisungen. Von diesen ist sie durch ein echtes Inter-glazial getrennt. Diese Riß III-Vereisung SOERGEL's entspricht nun ihrer Ausdehnung bzw. Anordnung innerhalb der äußeren Würm-Moränen genau der Lage der WI-Moränen bzw. der Zürich-Phase. Der Umstand nun, daß die Ablagerungen der Vorrückungs- oder Zürich-Phase stellenweise unter der hangenden Grundmoräne noch eine Verwitterungsdecke tragen, wie ich (1937, S. 14) nachweisen konnte, zeigt, daß zwischen der Bildung der Vorrückungsmoränen und der äußeren Würm-Moränen immerhin ein gewisser Zeitraum verstrichen sein muß. Es liegt nahe, in diesem Zeitraum die von SOERGEL angenommene Interglazialzeit zwi-

schen Riß III und Würm I (im Sinne von SOERGEL) zu erkennen. Damit würde also die Zürich-Phase oder Vorrückungs-Phase an das Ende der Riß-Eiszeit hinaufrücken. Dies hätte dann zur Folge, daß die Zürich-Phase (WI-Phase) nunmehr als Riß III-Phase bezeichnet werden müßte. Wie man nun auch die Bezeichnung wählen mag, an der Tatsache des Vorhandenseins der verschleiften Moränen und Sander einer vorangegangenen Vereisung ändert sich damit gar nichts. Es würde sich nur die Gliederung der in Frage kommenden Eiszeit-Phasen wie folgt ändern: Die äußeren, von mir früher zur WII-Phase zusammengefaßten, Moränenwälle würden die Bezeichnung WI-Phase erhalten; die am weitesten innen gelegenen Rückzugsmoränen würden die WII-Phase bilden. Dagegen würde die von mir bisher als WI-Phase bezeichnete Phase, deren Moränen räumlich zwischen WI und WII gelegen sind, die Bezeichnung Riß III erhalten und dementsprechend aus der Phasenfolge der Würm-Eiszeit ganz ausscheiden.

Der für mich ausschlaggebende Grund, der mich 1935 bewog, die verschleifte Phase der Würm-Eiszeit zuzuschreiben, war die Tatsache, daß die Moränen und Schotter dieser Phase petrographisch den würmeiszeitlichen Ablagerungen näher stehen, als den rißeiszeitlichen. Letztere sind wesentlich lehmiger verunreinigt, als die würmeiszeitlichen Bildungen, was darauf zurückzuführen ist, daß die Gletscher den in der großen Mindel-Riß-Zwischeneiszeit angesammelten mächtigen Verwitterungsschutt abgetragen und in ihr Moränenmaterial einverleibt haben, wodurch die starke lehmige Verunreinigung erklärlich erscheint (siehe O. M. REIS, 1931, S. 146). Gegen das Ende der Riß-Eiszeit dürfte aber der größte Teil dieses Verwitterungsschuttes bereits aus dem Alpengebiet entfernt gewesen sein und dadurch auch der Moränenschutt der letzten Riß-Phase wesentlich reiner geworden sein, als derjenige der Riß I- und Riß II-Phase. Damit entfielen der von mir oben angeführte Grund und einer Zuteilung der Phase der verschleiften Moränen zur Riß III-Phase stünde nichts wesentliches mehr im Wege.

Ob nun die Moränen der Zürich-Phase zu Beginn der Würm-Eiszeit oder am Ende der Riß-Eiszeit entstanden sind, jedenfalls ist das Eine sicher, daß sie nicht als jungglaziale Ablagerungen der ausgehenden Würm-Eiszeit angesehen werden dürfen.

V. Die Beziehungen zu den süddeutschen Vergletscherungsgebieten.

Die Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet stehen mit den Moränen gleicher Lage und Ausbildung in den benachbarten süddeutschen Vergletscherungs-Gebieten in engster Beziehung. Ebenso, wie im Linthgletscher-Gebiet, umsäumen die verschleiften Moränen auch im Iller-, Isar-, Inn- und Salzach-Gebiet die noch bestehenden oder ehemaligen Seebecken. In diesen Gebieten ist die Verknüpfung der zugehörigen Moränen eindeutig und einwandfrei zu bewerkstelligen, so wie

es in der Tabelle meiner Abhandlung (1935) auf S. 13 dargestellt ist. Lediglich im Rheingletscher-Gebiet ist die Phasengliederung in demjenigen Teil des Rhein-Gletschers, von dem K. TROLL (1925) die Phasenbezeichnungen hergeleitet hat, noch nicht eindeutig gelöst. Ich habe mich 1935 an die TROLL'sche Gliederung der Rheingletscher-Moränen (Schaffhausen—Dießenhofen—Singen) angeschlossen. Ich habe mich jedoch unterdessen überzeugt, daß die TROLL'sche Gliederung nicht richtig sein kann; denn der Moränenzug von Dießenhofen ist mit demjenigen von Singen wahrscheinlich altersgleich, so daß Singen als Bezeichnung der innersten verschleiften Phase auszuscheiden hat. Weiterhin ist zu bemerken, daß ich früher das Vorhandensein einer äußersten Randlege WIIa für fraglich gehalten und deshalb die Moräne von Schaffhausen als WIIb und diejenige von Dießenhofen als WIIc bezeichnet habe. Da nun aber bei Langwiesen-Paradies (zwischen Schaffhausen und Dießenhofen) anscheinend noch ein Moränenzug eingeschaltet ist, den A. HEIM (1919) auf Tafel XIa seinem Schlieren-Stadium zurechnet, so erscheint es gerechtfertigt, die Moränen von Schaffhausen als äußerste Randlege (WIIa), diejenigen von Langwiesen-Paradies als WIIb und die Dießenhofener Moränen als WIIc zu betrachten. Die verschleiften inneren Moränen aber sollen nunmehr statt der Bezeichnung Singen wieder die Bezeichnung Stein erhalten, die sie früher schon (KNAUER, 1928) besaßen. Damit ist die von mir bereits im Jahre 1928 auf S. 300 u. f. vorgenommene Gliederung im allgemeinen wieder als zu Recht bestehend erkannt, nur mit den vorstehend begründeten Änderungen und mit dem Unterschied, daß der äußerste Moränenzug nicht nach dem Ort Neuhausen, sondern nach Schaffhausen (wie K. TROLL vorschlug) benannt werden soll, so daß also die Moränenzüge in nachstehender räumlicher Reihenfolge von außen nach innen angeordnet sind: Schaffhausen—Langwiesen-Paradies—Dießenhofen—Stein. Unter diesen Bezeichnungen sind sie auch in die nebenstehende zeitlich angeordnete Tabelle auf S. 27 eingetragen. Hierbei ist zu bemerken, daß ich die drei äußeren Moränenzüge von Schaffhausen bis Dießenhofen zur Würm-Phase I (im Sinne der neuen Altersgliederung) rechne, während die Moränen von Stein die verschleiften Riß III-Moränen darstellen, die von mir früher als Würm I-(Vorrückungs)-Moränen bezeichnet wurden.

Die Moränen der Stein-Phase (Riß III) umsäumen in Form von Drumliden die Zweigbecken des Unter-, Zeller- und Überlinger Sees und verlaufen, nach Norden ausbiegend, um das Ravensburg-Weingartener und Wangener Becken herumziehend, zum Ostrand des Rhein-Gletschers, so, wie es in Fig. 15 auf Tafel 9 meiner Abhandlung (1935) dargestellt ist. Dementsprechend und unter Berücksichtigung der im vorhergehenden Abschnitt behandelten Frage des Alters der verschleiften Moränen der Zürich-Phase ist die Gliederung und Bezeichnung der verschiedenen Phasen im süddeutschen und ostschweizerischen Vereisungsgebiet ihrem

Zeitliche Phasenfolge	Linth-Gletscher	Rhein-Gletscher	Wertach-Gletscher	Ammersee-Gletscher	Würm- und Isar-Gletscher	Inn-Gletscher	Salzach-Gletscher
Riß III (Verschleifte Moränen)	Zürich	Stein	Hirschzell	Wessobrunn	Icking	Ölkofen	Tengling
Würm Ia (Äußerste Randlage)	?	Schaffhausen	—	Stoffen	Jettenhausen	Haag	—
Würm Ib (Rückzugsstillstand)	Killwangen	Langwiesen-Paradies	Hangeck	Reichling	Schäftlarn	Kirchseeon	Nunreit
Würm Ic (Rückzugsstillstand)	Schlieren	Diessenhofen	Weinhalde	St.Ottilien	Ebenhausen	Ebersberg	Radegund
Würm II (Innerster Rückzugs-Stillstand)	Hurden-Rapperswil	Konstanz	Altdorf-Markt Oberdorf	fehlt im Seegebiet	fehlt im Seegebiet	fehlt im Seegebiet	?

Alter nach so durchzuführen, wie sie in obenstehender Tabelle eingetragen worden ist. Zu dieser Tabelle ist zu bemerken, daß die verschleiften Moränen der Zürich-Phase aus der Würm-Eiszeit ausgeschieden und nunmehr zur Riß-Eiszeit gerechnet sind. Die außerhalb der verschleiften Riß-Moränen liegenden Würm-Moränen sind hier zu einer einzigen Phase „Würm I“ mit Untergliederung a—c zusammengefaßt. Die innerhalb der verschleiften Riß-Moränen liegenden würmeiszeitlichen Rückzugsmoränen sind als Würm II bezeichnet. Um Verwechslungen und Unklarheiten zu vermeiden, sei bemerkt, daß in vorliegender Tabelle die einzelnen Phasen ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge nach angeordnet sind, während die Tabellen in meiner Abhandlung vom Jahre 1937 die Phasen in ihrer räumlichen Aufeinanderfolge zeigten, um sie besser mit den Angaben K. TROLL's (1936) vergleichen zu können.

Zusammenfassung.

Ebenso, wie im süddeutschen Vereisungsgebiet, wurden auch im schweizerischen Gebiet die Moränen der sog. Zürich-Phase bisher als Rückzugsbildung der Würm-Eiszeit aufgefaßt. In Süddeutschland konnten die diesbezüglichen Moränen als verschleifte Moränen einer älteren Phase nachgewiesen werden. Da zu vermuten war, daß auch in der Schweiz diese Moränen älterer Entstehung sind und durch spätere Eisbearbeitung während der Würm-Eiszeit ihre verstümmelten Formen erhalten haben, wurden die einschlägigen Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet einer Untersuchung unterzogen. Diese umsäumen die Becken des Zürich-Sees, des Greifen-Sees und des Pfäffiker Sees.

Im ersten Abschnitt werden im allgemeinen die Unterschiede zwischen den frischen äußeren Würm-Moränen und den verschleiften Moränen der Zürich-Phase in stratigraphischer und morphologischer Beziehung erörtert.

Im zweiten Abschnitt werden die stratigraphischen Verhältnisse der Zürich-Moränen in den einzelnen Zweigbecken an Hand von Aufschlüssen zahlreicher Schottergruben eingehend besprochen.

Im dritten Abschnitt werden die morphologischen Verhältnisse der Zürich-Moränen geschildert.

Im vierten Abschnitt wird auf die Altersfrage der Zürich-Moränen eingegangen und auf Grund der neuen Vereisungskurve W. SOERGEL's die Einreihung der verschleiften Moränen der Zürich-Phase in die Riß III-Phase erwogen.

Im fünften Abschnitt werden schließlich die Beziehungen zu den einschlägigen Phasen im süddeutschen Vereisungsgebiet besprochen und dabei auch die bisher unbestimmten Verhältnisse im Rheingletscher-Gebiet zu klären versucht.

Eingereicht: 21. Juni 1938.

Schriftenverzeichnis.

- AEPPLI, A.: Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. XXXIV. Bern 1894.
- BODENBURG-HELLMUND, H. W.: Die Drumlinlandschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee. — Viertelj.-Schr. d. Naturf. Ges. Zürich. 1909.
- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Wien 1886.
- EBERS, E.: Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. — N. Jb. f. Min., B.-Bd. 78, Abt. B, Stuttgart 1937.
- HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. Bd. I. Leipzig 1919.
- HUG, J. & BELICK, A.: Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. — Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Ser. Hydrol. Lief. 1. Bern 1934.
- KNAUER, J.: Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 80, Monatsber. 8—10, Berlin 1928.
- Erläuterungen zum Teilblatt Landsberg des Blattes München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100000. München 1929.
 - Erläuterungen zum Teilblatt München-Starnberg des Blattes München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100000. München 1931.
 - Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt, 21, München 1935.
 - Widerlegung der Einwendungen K. TROLL's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. — Mitt. Geogr. Ges. München, 30, München 1937.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. II. Bd. Leipzig 1909.
- REIS, O. M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München. — Geogn. Jh., 34, München 1921.
- SOERGEL, W.: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 13, Berlin 1925.
- Die Vereisungskurve. Berlin 1937.
- TROLL, K.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München, 18, München 1925.
- Die sogenannte Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — Mitt. Geogr. Ges. München, 29, München 1936.
- WETTSTEIN, A.: Geologie von Zürich und Umgebung. Dissert. Frauenfeld 1885.
- ZINGG, TH.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt Nr. 7, Bern 1934.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 1

Schottergrube O. von Moorenschwand

Das Bild gewährt einen schönen Querschnitt durch die Zürich-Moräne. Man sieht die Überlagerung der undeutlich geschichteten, flach gegen W. (links) einfallenden Moränenschotter der Zürich-Phase durch die Grundmoräne der Würm-Eiszeit. Die Auflagerungsfläche ist wellig gestaltet, die Oberfläche der Grundmoräne ist dagegen ausgeglichen. Siehe Abb. 1 auf Seite 6.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 2

Schottergrube bei Meereggrain

Der etwa 7—8 m mächtige, mit Findlingen durchsetzte Moränenschotter der Zürich-Phase ist von geröllarmer Grundmoräne überdeckt, welche eine Einmündung von etwa 2,5—3 m Tiefe erfüllt.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 3

Schottergrube bei Horgen

Man sieht die Überlagerung des etwa 4 m mächtigen, flach gegen W. (rechts) fallenden, sandigen Moränenschuttes der Zürich-Phase durch die Grundmoräne der Würm-Eiszeit. Die Auflagerungsfläche ist unregelmäßig wellig.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 4

Schottergrube N. von Bergweier

Die deutlich geschichteten, mit Sandschichten und Findlingen durchsetzten, schwach gegen W. fallenden Moränenschotter der Zürich-Phase sind mit Grundmoräne überdeckt, welche (rechts) diskordant an die Moränenschotter angelagert ist. Siehe Abb. 5 auf Seite 11.

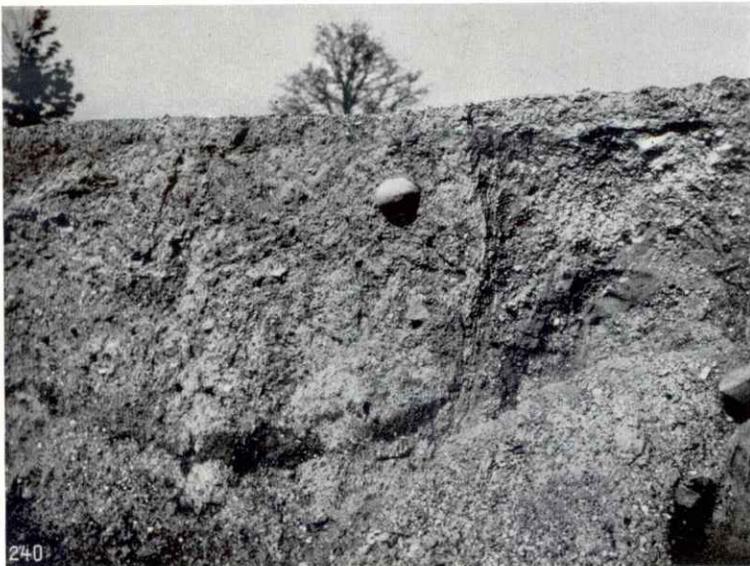


Aufnahme J. KNAUER

Fig. 5

Schottergrube bei Dübendorf

Im unteren Teil der Abbauwand sind die gut geschichteten, feinkörnigen, älteren Würm-Schotter aufgeschlossen. Darüber liegt der grobe Schotter des Übergangskegels der Zürich-Moräne, welcher (rechts) schräg abgeschnitten und mit Grundmoräne der Würm-Eiszeit bedeckt ist; diese ist diskordant angelagert und liegt ganz rechts auf dem älteren Würm-Schotter auf. Siehe Abb. 6 auf Seite 16.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 6

Schottergrube bei Gfenn

Das Bild zeigt eine schöne Stauchung in den Moränenschottern der Zürich-Phase. Die Schichten sind nahezu senkrecht aufgerichtet.

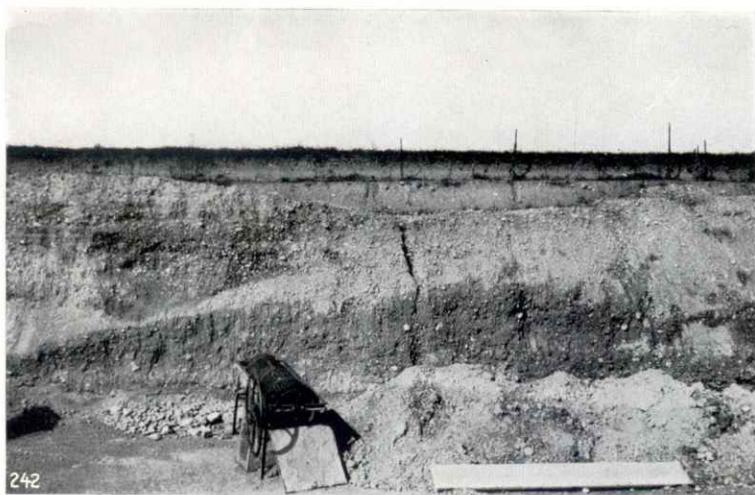


Aufnahme J. KNAUER

Fig. 7

Schottergrube N.O. von Uster

Die ausgezeichnet geschichteten Schotter, welche entweder den älteren Würm-Schottern oder dem Sander der Zürich-Moräne angehören, sind von Grundmoräne der Würm-Eiszeit überdeckt, welche zum Teil diskordant angelagert ist. Siehe Abb. 8 auf Seite 20.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 8

Schottergrube N. von Pfäffikon

Die unregelmäßig geschichteten Schotter der Zürich-Moräne sind mit einer Grundmoränendecke der Würm-Eiszeit überdeckt, welche in der Mitte des Bildes in eine muldenförmige Vertiefung des Moränenschotters eingreift und diskordant an letzteren angelagert ist. Siehe Abb. 9 auf Seite 22.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 9

Verschleifte Zürich-Moräne bei Harrüti

Hinter den Häusern erstrecken sich die sanft geschwungenen, drumloid umgestalteten Hügelrücken der verschleiften Zürich-Moräne bei Harrüti.



Aufnahme J. KNAUER

Fig. 10

Verschleifte Zürich-Moräne bei Pflugstein

Man sieht den flach zugerundeten, drumloid umgestalteten Rücken der Zürich-Moräne bei Pflugstein. Die Oberfläche des Moränenrückens ist mit Grundmoräne überdeckt, welche in der Baugrube neben der Straße zu sehen war.

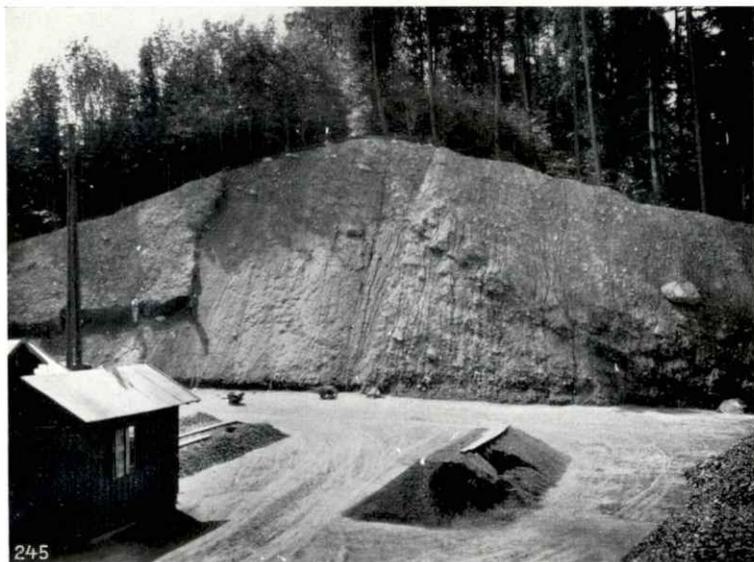


Fig. 11

Aufnahme J. KNAUER

Schottergrube bei Etzliberg

Der Aufschluß gewährt einen guten Querschnitt durch den Wall der Zürich-Moräne. Man sieht die undeutliche, flach gegen W. (rechts) einfallende Schichtung des Moränenschotters. Eine Grundmoränenbedeckung ist hier nicht vorhanden.

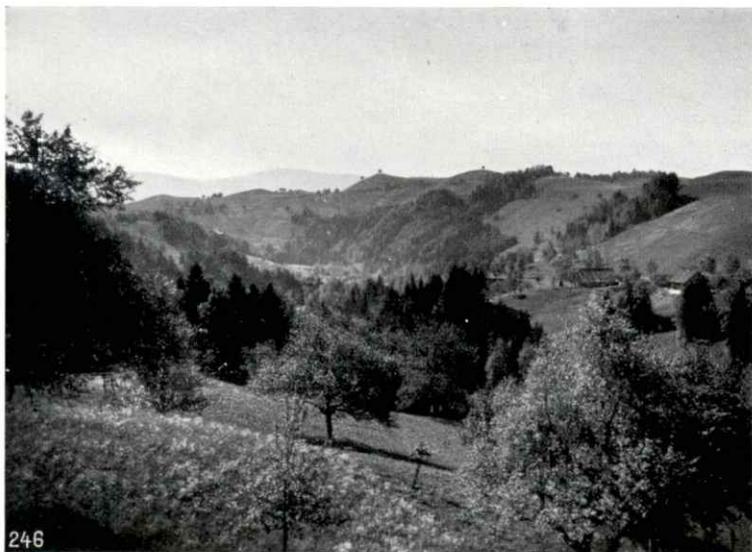


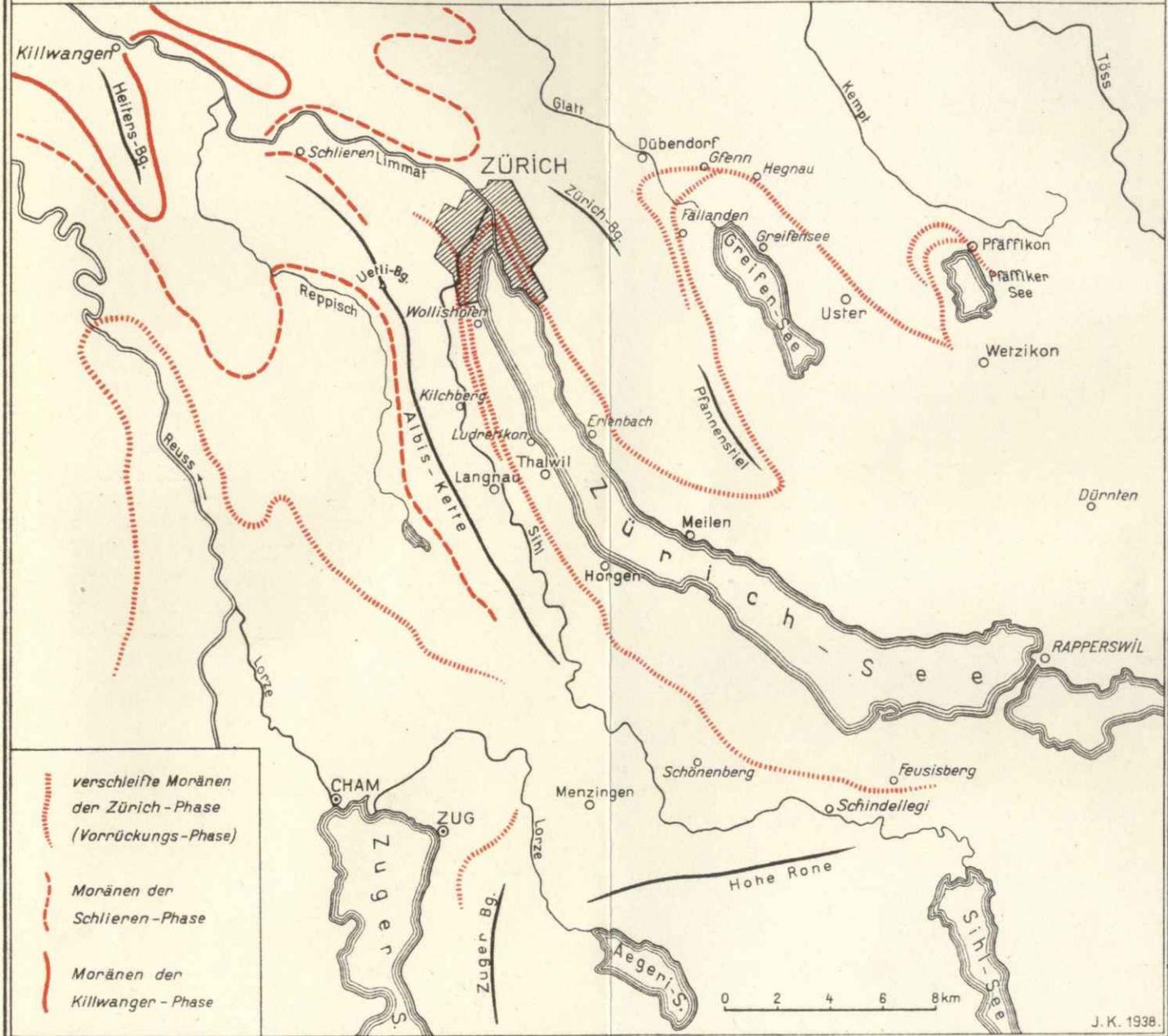
Fig. 12

Aufnahme J. KNAUER

Sihl-Tal mit frischen Würm-Moränen

Die vom Beschauer aus rechte (westliche) Begrenzung des postglazial eingetieften Sihl-Tales wird vom Abfall der Menzinger Hochfläche gebildet. Am Rande der Hochfläche treten deutlich die kegelförmigen Hügel der frischen Würm-Moränen hervor.

Die würmeiszeitlichen Moränenzüge des Linthgletscher - Gebietes.



Bayer. Geolog. Landesamt
 Bücherei
 Inv.No. 471.1
33/1938
 R.1. Jahr

Geologie der fränkischen Dogger-Erze

Von

Eduard Hartmann

Mit 3 Tafeln

Inhaltsübersicht

	Seite
A. Der süddeutsche Braune Jura oder Dogger, eine Formation mit vier Eisenoolith-Horizonten	32—33
B. Der Dogger- β , in Franken der wichtigste der vier Dogger-Brauneisenoolith-Horizonte	33—39
I. Die Stratigraphie des fränkischen Doggers- β	33—38
1. Die Versteinerungsführung des Doggers	33
2. Die Faziesentwicklung im Dogger- β	33—36
Die Faziesentwicklung nach E. SCHMIDTILL	33—35
Die Faziesentwicklung nach E. HARTMANN	35—36
3. Bildung der Oolithe und der Oolithflöze	37—38
II. Die Tektonik der Dogger-Erzlagerstätten	38—39
C. Die Verteilung des heutigen Untersuchungs- und Abbaugebietes	39—40
I. Erzgebiete im Bereiche der südöstlichen Hauptsenke oder der Hohenstadt—Pegnitz-Mulde (Hauptmulde II)	39—40
II. Erzgebiete im Bereiche der nordwestlichen Hauptmulde IV oder Lichtenfels—Aalen-Mulde	40
D. Die Wasserverhältnisse in den Abbaugebieten	40
E. Weitere Untersuchungen	40—41
Zusammenfassung	41—42
Schriftenverzeichnis	43—44

A. Der süddeutsche Braune Jura oder Dogger, eine Formation mit vier Eisenoolith-Horizonten.

Von den drei Unter-Abteilungen der Jura-Formation, dem Schwarzen Jura oder dem Lias, dem Braunen Jura oder dem Dogger, dem Weißen Jura oder dem Malm, beansprucht der Braune Jura gegenwärtig durch seine Brauneisenerzlager, welche in Bayern, Württemberg und in Baden einen großen Teil der uns verlorengegangenen lothringischen Eisenerze ersetzen müssen, das meiste Interesse.

Zum Unteren fränkischen Dogger gehört der *Opalinus*-Ton = Dogger- α und der Eisensandstein = Dogger- β , zum Mittleren fränkischen Dogger rechnet man die *Sowerbyi*-Kalke = Dogger- γ und die *Humphriesianus*-Schichten = Dogger- δ , zum Oberen fränkischen Dogger die Parkinsonien-Schichten und die Makrocephalen-Schichten = Dogger- ϵ und den Ornaten-Ton = Dogger- ζ .

Von diesen Horizonten führen Dogger- β , - δ , - ϵ und - ζ mehr oder weniger mächtige, zumeist unbauwürdige, syngenetische, sedimentäre Eisenoolith-Flöze. Der wichtigste aller dieser Eisenerz-Horizonte, der uns jetzt näher beschäftigen wird, ist der Dogger- β .

Wir müssen annehmen, daß der südwestdeutsche Dogger in einem großen Becken zum Absatz gekommen ist, das zwischen der bayerisch-böhmischen kristallinen Masse, in Südbayern dem durch kretazische, tertiäre Absätze heute völlig verhüllten vindelizischen Gebirge, dem Schwarzwald und der hessischen Bodenschwelle lag, und daß für das oolithische Erz der fränkischen Dogger-Horizonte das bayerisch-böhmische Massiv, für das Erz des württembergischen-badischen Doggers der Schwarzwald oder das vindelizische Gebirge als Eisenlieferant in Frage kommt. In beiden Fällen dürfte es sich um Eisen aus aufgearbeiteten Lagerstätten im Mantel des alten kristallinen Grundgebirges handeln, so wie sie z. B. heute noch bei Bodenmais im Bayerischen Wald in der Form von Schwefel- und Magnetkies-Lagerstätten auftreten. Es ist hervorzuheben, daß sich die Eisenerz-Absätze des Doggers aus dem fränkischen und aus dem württembergischen Absatzgebiet in den badischen Erzbezirk in immer jüngere Dogger-Horizonte verschieben und dabei immer kalkreicher werden, daß aber westlich der kristallinen Schwarzwald-Schwelle in Lothringen und im südlichen Baden bei Schönberg, Kahlenberg und Lörrach das Dogger-Erz wieder an die tieferen Dogger-Horizonte, an den Dogger- β , gebunden ist.

So liegen die Pegnitzer Grubenfelder und die damit innig zusammenhängenden Vorkommen, z. B. die bei Hohenstadt, Vierzehnheiligen und bei Langenreuth (Schnabelwaid), und die württembergischen Erzlager bei Aalen und Wasseralfingen im Dogger- β , in den *Murchisoni*-Schichten, während Baden bei Zollhaus, Blumberg und Gudmadingen im Dogger- δ und - ϵ in den *Humphriesianus*- und in den Makrocephalen-Schichten schürft oder abbaut.

Bei Amberg am Erz-Berg enthält auch noch der Dogger- ζ , der Ornaten-Ton, als jüngster der vier Dogger-Eisenerzhorizonte ein unbauwürdiges Oolithflöz.

B. Der Dogger- β , in Franken der wichtigste der vier Dogger-Brauneisenoolith-Horizonte.

I. Stratigraphie des fränkischen Doggers- β .

Die Beilage 1 gibt eine Übersicht der Stratigraphie des fränkischen Doggers- β , seiner Eisenerz-Verteilung sowie einige Hinweise auf die Erzverteilung im Württembergischen und im Badischen. Da die meisten Dogger-Schichten nach ihren Leitversteinerungen benannt sind, ist notwendig, auf die paläontologischen Verhältnisse etwas näher einzugehen.

1. Versteinerungsführung des Doggers.

Vom Dogger- α bis zum Dogger- γ erfolgt die Schichtenbezeichnung nach Ammoniten aus der Gruppe der Harpoceraten. Der Dogger- α ist nach dem *Harpoceras opalinum*: *Opalinus*-Ton, der Dogger- β nach dem *Harpoceras murchisoni*: *Murchisoni*-Schichten, der stark kalkig entwickelte Dogger- γ nach dem *Harpoceras sowerbyi*: *Sowerbyi*-Kalke genannt. Letztere bilden neben den Ornaten-Tonen für die Flöz-Horizontbestimmung in den Tiefbohrungen einen wichtigen Leithorizont.

Im Mittleren Dogger, im Dogger- δ , und teilweise im Oberen Dogger- ϵ sind nach Stephanoceraten, nach dem *Stephanoceras humphriesianum*, die *Humphriesianus*-Schichten, nach dem *Ammonites makrocephalus*, die Makrocephalen-Schichten genannt. Im Oberen Dogger- ϵ und - ζ heißen nach der zur Familie der Cosmoceraten gehörigen *Parkinsonia* und nach dem *Cosmoceras ornatum* die hier auftretenden Kalke, Mergel und Tone: die Parkinsonien-Schichten bzw. Ornaten-Tone.

Im Dogger- γ bis - ζ müssen die Lebensbedingungen für die Ammoniten wesentlich günstiger als im Dogger- β gewesen sein. Es herrschte dort ein großer Reichtum an Arten und Individuen, aber für die Bildung von abbauwürdigen Oolithflözen, die dem badischen Vorkommen gleichzustellen wären, standen im Fränkischen die nötigen reichlichen Eisenerzmengen nicht mehr zur Verfügung.

2. Die Faziesentwicklung im Dogger- β .

Die Faziesentwicklung nach E. SCHMIDTILL. — Nach SCHMIDTILL'S Ausführungen ist im fränkischen Dogger eine Seichtwasser-Fazies, eine Strandfazies und eine nur wenig mächtige Horizonte bildende Konglomerat-Fazies vorhanden. In der Seichtwasser-Zone wurden

neben den überwiegenden, eisenschüssigen Quarzsandsteinen und Quarzsanden mit dazwischen geschalteten Tonlagern und Kalksandsteinbänken die Brauneisen-Oolithflöze abgesetzt. Die Kalksandsteine werden an der Grenze gegen den Dogger- γ , die Tonlagen gegen den Dogger- α hin häufiger und deuten durch ihre starke Wechsellagerung die zahlreichen Schwankungen des Meeresbodens in der Dogger- β -Zeit an.

Dem Festland näher, in der vielleicht auch noch fluviale und äolische Absätze enthaltenden Strandzone, kamen meistens feinkörnige, glimmerhaltige, seltener grobkörnige, wenig verfestigte Quarzsande zum Absatz. Ihnen fehlen Versteinerungen und die Oolith-Flöze. An die Stelle der letzteren treten horizontgleiche Limonit-Sandsteinbänke, die „Rauheisen-Sandsteinbank“ der Bergleute, auf.

Die Konglomerat-Fazies des Doggers ist durch das SCHMIDTILL'sche β -Konglomerat, ein nur 15—20 cm starkes, aus Doggersandstein-Geröllen, Doggerkalksandstein-Geröllen, verockerten Versteinerungen und Brauneisen-Oolithen bestehendes Konglomerat vertreten, welches von den nur aus Kalksandstein-Geröllen bestehenden γ - oder *Sowerbyi*-Konglomeraten leicht zu unterscheiden ist.

Zur Konglomerat-Fazies muß aber auch noch die SCHMIDTILL'sche, 40—50 cm mächtige Hauptmuschelbank im Unteren Dogger gerechnet werden, welche aus abgerollten, hellen, größeren Quarzkörnern, Rauheisensandstein-Brocken, Limonit-Konkretionen, Brauneisen-Oolithen und -Pseudo-Oolithen in einem gelbbraunen, sandigen Bindemittel und aus zahlreichen Steinkernen von Muscheln (*Pleuromya*, *Tancredia*) besteht.

Mit Hilfe des β -Konglomerates wird von SCHMIDTILL der Dogger- β noch in einen Oberen- und in einen Unteren Dogger- β eingeteilt.

Im Oberen Dogger- β liegen an der Sohle eines vier Oolithflöze umfassenden Erzhorizontes (= Oberer Flözhorizont der Tabelle) die beiden Hauptflöze. Auch im Unteren Dogger kommen, allerdings nicht überall, z. B. im Hohenstädter Gebiet einige unbauwürdige Flöze (= Unterer Flözhorizont der Tabelle) vor. Da aber die Hauptmuschelbank und das β -Konglomerat ebenfalls Brauneisenoolithe führen, das β -Konglomerat nach SCHMIDTILL örtlich sogar in einen Oolithflöz-Horizont übergeht, sind beide Horizonte nur konglomeratisch entwickelte Flözhorizonte des tieferen Doggers, welche im Gelände keine Einteilung in einen Oberen und in einen Unteren Flözhorizont ermöglichen.

Nach SCHMIDTILL hängen die drei Faziesausbildungen mit epirogenetischen = festlandbildenden Vorgängen in der Dogger- β -Zeit zusammen.

Damals sollen sich im Absatzgebiet des fränkischen Doggers fünf nebeneinanderliegende, NO.—SW. streichende Schwellen und Senken, fünf flache Sättel und Mulden gebildet haben. Sie sind auf den Ta-

feln 2 und 3 angegeben. In den Senken kam die Seichtwasserfazies zum Absatz. Demnach ist eine Senke gleichbedeutend mit einem erzhöffigen Gebiet, eine Schwelle entspricht dagegen einer erzarmen oder erzfreien Zone. Erzabsatz, Konglomeratbildung und Faltung des Meeresbodens fanden gleichzeitig statt.

Die Faziesentwicklung nach E. HARTMANN. — Aus der Tatsache jedoch, daß auch in Senken Umlagerungserscheinungen der Flöze auftreten, daß z. B. im Pegnitzer Ostfeld über den bis zu 40 cm starken, kreuzgeschichteten grüngrauen, hangenden Sandstein des dortigen Hauptflözes umgelagertes, sandiges Erz mit zahllosen, mehr oder weniger stark verwitterten Quarzsandsteingeröllen der verschiedensten Größe, das „Wilde Erz“ der Bergleute, auftritt, können primärer Erzabsatz und die Entstehung der Erzkonglomerate sowie der Konglomeratfazies überhaupt, nicht mehr als ein gleichzeitiger Vorgang in den Senken bzw. auf den Schwellen des sich in der Dogger- β -Zeit faltenden Meeresbodens aufgefaßt werden.

Im Pegnitzer Erzgebiet ist weiter zu beobachten, daß das Ausgehende des dortigen Hauptflözes schon mehr oder weniger stark in eine aus Brauneisenerz-Konkretionen und eisenschüssigen Sand bestehende Lage, in einen „Eisernen Hut“, in eine Rauheisensandstein-Bank umgewandelt ist. Demnach sind die Rauheisensandstein-Bänke des Doggers- β auch nicht als primäre Brauneisenabsätze, etwa als Zeugen einer über die Strandfazies hinweg, in die Seichtwasserfazies fließenden Limonit-Verfrachtung, sondern als vollständig umgelagerte, verwitterte, ehemalige küstennahe Oolithflöze anzusehen.

Im Gunzendorfer Erzgebiet tritt im Dogger- β 10—14 m über den dortigen hangenden Oolith-Flözen eine bis zu 2 m mächtige Bolus- oder Rötel-Lage auf. Sehr wahrscheinlich ist diese ein primär abgesetzter, eisenreicher Ton. Außerdem könnte sie als eine Tonlage aufgefaßt werden, welche ihren Eisengehalt erst später, während der Umlagerung und Zersetzung von oolithischen Flözen erworben hat.

Zusammenfassend ergibt sich, daß in den fränkischen Doggererzgebieten Umlagerungen primärer Erzabsätze, also der einst viel weiter als heute verbreiteten Oolithflöze in sekundäre Erze, in konglomeratische Erze und in Rauheisensandstein-Bänke eine große Rolle spielen. Durch die, erst nach dem Flözabsatz einsetzenden, epirogenetischen, mit der Entstehung von weit gespannten Sätteln und Mulden verknüpften Vorgänge entstanden die heutigen, allerdings nur lückenhaft, streifig am Rande der Fränkischen Alb und innerhalb derselben aufgeschlossenen Verbreitungsgebiete der verschiedenen Dogger-Erzsorten. In zwei Haupt-Muldengebieten treten vornehmlich die teilweise bauwürdigen primären Erzflöze auf, da sie hier am besten vor einer Umlagerung geschützt waren. Auf den, vom seichteren Meer bespülten Scheiteln zweier Hauptsättel herrscht die Konglomerat-

fazies vor und in der, infolge der Hebung des Meeresbodens sich zeitweise schon zum Festland umformenden Strandzone, in der Strandfazies, fand eine schon frühzeitige, durch die Atmosphärien, Ebbe und Flut unterstützte, vollkommene, natürliche Aufbereitung, Umlagerung und Neuablagerung der primären Oolithflöze in bänderiges und krustenbildendes Brauneisenerz, in den Rauheisensandstein statt. Bei der eben geschilderten Auffassung der Dogger-Faziesentwicklung ist es nicht mehr nötig, im fränkischen Doggererz-Gebiet fünf, NO.—SW. streichende Senken und Schwellen anzunehmen, sondern es läßt sich die gesamte heute sichtbare Faziesverteilung auf das Auftreten von nur zwei Hauptsätteln und zwei Hauptmulden zurückführen.

Zur südöstlichen Hauptmulde, auf der Tafel 3 mit II bezeichnet und die größten Oolith-Flözmächtigkeiten enthaltend, gehören die heutigen Erzgebiete von Schnabelwaid (Langenreuth), Pegnitz, Hohenstadt und das aufgelassene Erzfeld von Nenslingen (N. von Eichstätt). Zur Südostflanke der schon fast ganz abgetragenen, nordwestlichen Hauptmulde = IV, die Vorkommen von Vierzehnheiligen, von Weißenbrunn und wahrscheinlich auch noch das württembergische Erzgebiet bei Aalen und Wasseralfingen.

Auf dem südöstlichen Hauptsattel I ist unter dem Malm zwischen Burglengenfeld und Berching ein größeres Verbreitungsgebiet der Konglomeratfazies anzunehmen, das durch die Konglomerat-Aufschlüsse W. von Berching angedeutet wird und an das sich nördlich ein durch die Hahnbach-Kuppel und bei Auerbach aufgeschlossener Strandfazies-Bezirk anschließt.

In der West- und in der Nordwestflanke der schüsselförmigen fränkisch-oberpfälzischen Großmulde = M der Tafel 3 ist unter den die kretazischen Alb-Erze tragenden Malm-Gesteinen, zwischen Hersbruck und Vierzehnheiligen, auf Grund der Konglomerat-Ausbisse am nordöstlichen Erosionsrand des mittelfränkischen Großsattels = S der Tafel 3, wieder ein ausgedehntes fächerförmiges Verbreitungsgebiet der Konglomeratfazies anzunehmen, das zwischen Thurnau, Kreußen und Waischenfeld in die hier weit nach Westen vorspringende Dogger- β -Strandfazies übergeht. Sehr wahrscheinlich besaßen die Achsen der in der Dogger- β -Zeit entstandenen Hauptmulden und Hauptsättel infolge der Aufragung der kristallinen Unterlage an der Ostküste des Dogger- β -Meeres, eine südwestliche Neigung, welche eine weite, schuttkegelartige oder fächerförmige Verbreitung der verschiedenen Faziesbezirke ermöglichte. Hervorgehoben sei noch, daß wir unter den Malm-Gesteinen der Fränkischen Alb keine so scharfen Faziesgrenzen annehmen dürfen, wie sie z. B. die Tafel 3 angibt. Man würde, wenn es möglich wäre, die Malm- und die mittleren und oberen Dogger-Gesteine der Frankenalb abzuheben, wahrscheinlich viele Übergangszonen und unregelmäßig verlaufende Faziesgrenzen im Dogger- β erblicken.

3. Bildung der Oolithe und der Oolithflöze.

Die Entstehung und der Absatz der einzelnen Oolithkörner und der Oolithflöze fand etwa folgendermaßen statt. In den ruhigeren Teilen des untiefen Dogger-Meeres reicherte sich das aus dem kristallinen Festlande stammende, aus aufgearbeiteten, alten, eisenreichen Erzlagerstätten gebildete, eingeschwemmte, kolloidale Brauneisenerz an und bildete mit den hauptsächlich aus den Strandzonen stammenden feinen und feinsten Quarzkörnern und dem eingeschwemmten Ton am Küstensaum des Dogger- β -Meeres eine verschieden breite, unregelmäßig ins eisenfreie oder eisenarme Meereswasser übergehende Trübe von ziemlich hohem spezifischem Gewicht und von stark wechselndem Eisengehalt. Die in ihr schwebenden Quarzkörner umkleideten sich mit einer immer dicker werdenden, schalig aufgebauten Brauneisenrinde. Sie mußten jedoch bald wegen der Gewichtszunahme als Pseudo-Oolithe zu Boden sinken und bildeten in Lagen angehäuft mit dem Ton, dem eisenhaltigen Schlamm und mit eingeschwemmten Brauneisenstückchen am Meeresboden die primären Oolithflöze. Diese heute braunen, kupferroten, schwarzgrauen, feinkörnigen, einen braunen Strich abgebenden Oolithflöze mit einem Eisengehalt von 18—40 v. H. und einem Kieselsäuregehalt von 30—70 v. H. enthalten neben dem Brauneisen, der Kieselsäure noch etwas Roteisen, Kalk, Tonerde, Mangan, Spuren von Phosphor, Schwefel und Vanadium. Die meistens einen Quarzkern enthaltenden, unter 1 mm dicken, schalig aufgebauten, Brauneisenoolith- oder Pseudooolith-Körner sind kugelig, länglich, manchmal nachträglich etwas zerdrückt oder in einzelne Teile zerbrochen. Durch ein eisenreiches Bindemittel können an Oolithkörnern-arme Flöze noch einen hohen Eisengehalt erlangen. Neben den Oolithkörnern kommen, z. B. im Pegnitzer Gebiet, bis einige Millimeter große, bohnenförmige gut abgerollte Brauneisenerz-Stückchen vor, welche in den oolithischen Teilen dünne Lagen bilden und aus dem Festland zur Zeit des Absatzes der Oolithe gleichzeitig mit den Quarzkörnern und flachen Tonbrocken eingeschwemmt wurden.

Im allgemeinen haben die Dogger-Flöze die Form von langgestreckten dünnen Linsen mit unregelmäßig verlaufenden Rändern, wobei die dicksten, zentralen Teile derselben nicht immer den erreichsten Teilen entsprechen. Die Ränder der Linsen vertauben und gabeln sich manchmal in mehrere Nebenflöze. Möglicherweise sind im Hangenden der Hauptflöze auftretende Oolithflöze durch eine teilweise Abtragung derselben und späteren Wiederabsatz entstanden.

SCHMIDTILL nimmt eine Horizontbeständigkeit seiner beiden über dem β -Konglomerat liegenden Hauptflöze an. Nun liegen aber im Hohenstädter Erzgebiet die hier einem 35 m mächtigen Flözhorizont angehörenden Hauptflöze horizontunbeständig, 10—30 m über dem *Opa-linus*-Ton und 15—25 m unter dem Ornaton-Ton. Außerdem liegt in

Vierzehnheiligen das dortige Hauptflöz rd. 22 m, in Pegnitz dagegen 34—40 m unter den *Sowerbyi*-Kalken. Demnach scheint eine über weite Abstände verbreitete Horizontbeständigkeit der Hauptflöze nicht überall vorhanden zu sein und man muß auch noch damit rechnen, daß in den einzelnen Erzgebieten bald höhere, bald tiefere Flöze die Rolle von Hauptflözen übernehmen können.

II. Tektonik der Doggererz-Lagerstätten.

(Vergleiche die Tafeln 2 und 3.)

Hier sind anzuführen die schon näher besprochenen, epirogenetischen Vorgänge, die nach SCHMIDTIL während, nach HARTMANN nach der Bildung der Oolithflöze eingesetzt haben und fünf, beziehungsweise nur zwei NO.—SW. streichende, mit einander wechsellagernde Schwellen und Senken erzeugt haben.

Nach dem Absatz der Dogger-Gesteine und des Malms, welcher heute den weitaus größeren Anteil der Fränkischen Alb-Landschaft ausmacht, erfolgte in der Kreide-Zeit, in der Vorcenoman-Zeit, die Anlage einer Großmulde, nämlich der schüsselförmigen, nordwestlich-südöstlich streichenden Fränkischen und Oberpfälzischen Großmulde. Sie besitzt eine etwas südöstlich eintauchende Achse und geht im Südwesten, N. von Eichstätt, in die noch nicht abgetragenen Teile des Mittelfränkischen Großsattels über. Mit der Entwicklung dieser Mulde hängt auch die Bildung der ein- und mehrmalig umgelagerten Kreide-Erze in der Amberger, Sulzbacher, Auerbacher und Hollfelder Gegend zusammen. Am Südwest-, Nord- und Nordost-Rand dieser Großmulde liegen heute die Ausbisse der SCHMIDTIL'schen Dogger- β - und - γ -Konglomerate. Neben dieser Mulde spielen die in ihr unregelmäßig verteilten, zahlreichen, varistisch und herzynisch streichenden Nebensättel und Nebenmulden, die aber auf Tafel 3 bis auf die Hahnbach-Kuppel nicht zur Darstellung gelangt sind, eine große Rolle. Immer wieder läßt sich feststellen, daß die durch die Großmulde bedingte herzynische Generalstreichrichtung der Erzflöze, also die Nordwest-Südost-Richtung, eine Ablenkung in die nordöstliche, varistische Richtung erfährt, die besonders deutlich bei den in Faltenbündeln angeordneten Nebensätteln und Nebenmulden (z. B. im Hohenstädter Gebiet) zum Ausdruck kommt.

In der Tertiär-Zeit fand noch eine weitere Versteilung der Großmulde und ihrer Nebenfaltungen statt. Es entwickelten sich dabei die Brüche und die Überschiebungen z. B. bei Amberg, Sulzbach, Auerbach. In der Diluvial- und Postdiluvial-Zeit bildeten sich insbesondere im zerrütteten Scheitelgebiet von Sätteln- und längs der Bruchzonen tief eingeschnittene Täler. In diese glitten örtlich auf dem wassertragenden, gute Gleitflächen liefernden *Opalinus*-Ton der unteren Talhänge große

und kleine Jura-Schollen ab. Es sei z. B. nur an die große, mit einer Malm-Kappe versehene, erzführende Scholle SW. von Eschenbach erinnert. Als Vorläufer solcher jüngster Tektonik sind die besonders in der Nähe der Stollenmundlöcher im Flözgebirge sich unliebsam bemerkbar machenden, oft sehr zahlreichen Staffelbrüche aufzufassen, welche entweder offen stehen oder durch Lettenausfüllungen schon wieder verheilt sind und vielfach eine mit den Tälern gleichlaufende Richtung aufweisen. Solche Bruchzonen können in den, den Talabhängen zunächst liegenden Abbau-Feldern gefährliche Einbrüche des Hangenden verursachen.

C. Die Verteilung der heutigen Untersuchungs- und Abbaugebiete.

I. Erzgebiete im Bereich der südöstlichen Hauptsenke oder der Hohenstadt—Pegnitz-Mulde (Hauptmulde II).

Abgesehen von den unbedeutenden, früher etwas abgebauten Doggererz-Vorkommen bei Nenslingen, welche dem Scheitelgebiet des Mittelfränkischen Großsattels zugeteilt werden müssen, liegt in der Hauptmulde II und zugleich in der Südwestflanke der großen Fränkischen-Oberpfälzer Schüsselmulde das Hohenstädter Erzgebiet mit einer guten, auf Abbau wartenden Erzentwicklung zwischen Vorra, Alfallter und Fischbrunn. Es liegt außerdem im Kern und in den Flanken der selbst wieder durch Nebenfaltungen ausgezeichneten Eschenbacher-Kleinmeinfelder Nebenmulde. Die östlich und südöstlich davon gelegenen, ziemlich gleichmäßig entwickelten Erzgebiete im Bereiche des Leopold-, Wachtfels- und Magdalenen-Stollens fallen ebenfalls in die, auch hier durch zahlreiche Nebenfaltungen ausgezeichnete Südwestflanke der Großmulde.

Durch zwei Tiefbohrungen bei Hirschbach werden gegenwärtig die Erzverhältnisse im Nebensattelgebiet zwischen der Neukirchner Kuppel und der Eschenbach-Kleinmeinfelder Kuppel noch weiter untersucht.

Im nördlichen Teil der Hauptmulde II, in der Nordostflanke der Großmulde, liegt das Pegnitzer Abbauggebiet. Dessen Ostfeld gehört zur Scheitelregion der nordwestlichen Fortsetzung eines bei Auerbach festgestellten Nebensattels, des Gottvaterberg-Sattels, während das Pegnitzer Westfeld in der Südwestflanke dieses Sattelzuges liegt. Im Westfeld erreicht das Hauptflöz eine Mächtigkeit von 3 m, ist aber durch mehrere Zwischenmittel in 3 Teile gespalten. Die Erzmächtigkeit beträgt mindestens 2 m, der Eisengehalt ist durchschnittlich 33 v. H. Im Ostfeld wird das Hauptflöz durchschnittlich 2 m mächtig und enthält 31 v. H. bis 32 v. H. Eisen.

Im Buchauer Erzgebiet, das wahrscheinlich der über Breitenberg bis nach Reizendorf verfolgbaren, nordwestlichen Fortsetzung des Pegnitzer Sattels angehört, befinden sich z. Z. keine Abbaue.

Wahrscheinlich schon im NW.-Rand der Haupterzmulde II liegt zwischen Gräfenberg und Plech die Tiefbohrung bei Ittling. Hier wurden nur 3 Flöze in einer Stärke von 1 m, 0,70 m und 3,30 m mit einem Eisengehalt von 21 v. H., 16 v. H. und 15,3 v. H. nachgewiesen. Auch die Tiefbohrungen bei Plech dürften nicht mehr in der Muldenmitte von II liegen.

Die Flöze bei Gunzendorf, wo durch die Vereinigten Stahlwerke erhebliche Eisenerzmengen festgestellt wurden, gehören schon dem Südostrand der Hauptmulde II an, wo Umlagerungsbezirke und Übergänge auftreten.

II. Erzgebiete im Bereiche der nordwestlichen Hauptmulde IV oder Lichtenfels—Aalen-Mulde.

In Vierzehnheiligen (S. von Lichtenfels, W. von Kulmbach), das der durch mehrere streichende Verwerfungen gestörten Mitte der schüsselförmigen Großmulde angehört und auch mehrere flache, nach Südosten eintauchende Nebensättel und Nebenmulden aufweist, sind 4 Flözhorizonte nachgewiesen, von denen der beste bis zu 0,60 m stark wird und bis zu 42 v. H. Eisen enthält. Als nordöstlichste Zeugen der ehemals sicher ein großes Verbreitungsgebiet einnehmenden Hauptmulde IV ist das unbedeutende Doggererz-Vorkommen S. von Weißenbrunn mit dem alten Netzenbacher Stollen zu rechnen.

Sehr wahrscheinlich lagen die besten Erzvorkommen der Mulde IV im Bereiche des Mittelfränkischen Großsattels und wurden zum Aufbau der Hollfelder kretazischen Alb-Erze mit verwendet.

D. Die Wasserverhältnisse in den Abbaugebieten.

Die trockensten und regelmäßigsten Abbaue sind, wie das heutige Pegnitzer Ostfeld deutlich zeigt, in den Scheitelgebieten der Nebensättel, wenn diese hochgelegenen Flankenteilen der Schüsselmulde angehören, zu erwarten. Infolge der starken Wechsellagerung von tonigen und sandigen Schichten im Dogger- β werden jedoch beim Vordringen der Abbaue in die tieferen Teile der Flanken der Nebensättel und Nebenmulden größere, immer fließende Wassermengen sich einstellen. Durch eine dauernde, vorhergehende Entwässerung mittelst tiefegelegener, langer Grundstrecken ist eine Trockenlegung solcher Abbaufelder zu erstreben. Bei der Anlage von solchen Entwässerungsstrecken müssen jedoch die kleineren Nebenfaltungen mit berücksichtigt werden.

E. Weitere Untersuchungen.

Durch eine Kartierung aller Erzgebiete mit Hilfe von neuzeitlichen topographischen Karten im Maßstab 1 : 25 000, die allerdings gegenwärtig noch nicht vorliegen, würden nicht nur die Nebenfaltungen besser als

bisher erkannt werden, sondern es ließe sich auch der Verlauf etwaiger Bruchzonen, welche größere Wassereinbrüche aus dem Malm und plötzliche Einbrüche des Flöz-Hangenden hervorrufen oder begünstigen können, feststellen. Solche geologische Aufnahmen und auch allenfallsige geophysikalische Untersuchungen, z. B. Schweremessungen, können jedoch für die Ermittlung von Erzmächtigkeit, Flözausbildung, Faziesverteilung in der Mitte und auf den Flanken der beiden Hauptmuldenzüge II und IV die Tiefbohrungen niemals ersetzen.

Zusammenfassung.

Die Oolithflöze der fränkischen Erzfelder gehören dem Dogger- β , den *Murchisoni*-Schichten an. Nach den Untersuchungen von SCHMIDTILL sind diese durch eine Seichtwasser-, eine Strand- und eine Konglomeratfazies ausgezeichnet, deren Entstehung und Verteilung mit gleichzeitigen epirogenetischen Vorgängen, mit der Bildung von fünf varistisch-streichenden Schwellen und Senken zusammenhängt. Die Gebiete der Senken sind die Hauptabsatzgebiete der Eisenoolithflöze, die heutigen erzhöffigen Gebiete, während die gleichzeitig mit den Flözen zum Absatz gekommene Strandfazies und die Konglomeratfazies auf die erzfreien oder erzarmen Schwellen beschränkt sind. Die Strandfazies enthält die wegen ihrer Härte und konkretionären Beschaffenheit unbauwürdigen Limonitsandstein-Bänke, keine Oolithflöze und keine Versteinerungen.

Nach der HARTMANN'schen Auffassung genügt zur Erklärung der heute erkennbaren Doggererz-Verteilung die Annahme von nur zwei Hauptschwellen oder Hauptsätteln (= I und III) und von zwei Hauptsenkens oder Hauptmulden (= II und IV der Tafel 3). Diese flachen, aber über große Randgebiete des Dogger-Meeres gespannten Faltungen mit varistischen Streichen haben die ursprünglich viel weiter als heute verbreitete, oolithische Erz-Seichtwasserfazies mit den Erzoolithen als vollkommen fertige Absätze erfaßt. Hauptsächlich auf den flachen Scheiteln der Sättel erfolgte später die teilweise Zerstörung der schon vorhandenen Erzflöze, die Bildung der Konglomerate und des konglomeratischen Eisenerzes, des sekundären oder sogenannten Wilden Erzes. Nur im Bereiche der Ostküste des Dogger-Meeres erreichten die antiklinalen Aufwölbungen in der Dogger-Zeit einen so hohen Betrag, daß teilweise die Oolithflöze über dem Meeres-Niveau einer gänzlichen Auflösung mit anschließendem Wiederabsatz und einer Verkittung mit Quarzsanden anheimfielen. An ihre Stelle treten dann die horizontgleichen Rauheisensandstein-Bänke. Ein Teil der sie begleitenden, versteinierungsfreien Quarzsande kann demnach nicht im seichten Meere, sondern nur in Strandzonen, wo sich Meer, Flußwasser und Wind, Ebbe und Flut andauernd um die Herrschaft stritten, abgelagert sein.

In der südöstlichen Hauptmulde II liegen die wichtigen Erzgebiete von Hohenstadt, Pegnitz, Langenreuth (Schnabelwaid).

In der nordwestlichen Hauptmulde IV die Erzfelder von Vierzehnheiligen, Aalen und Wasseralfingen.

Die Entstehung der Fränkisch-Oberpfälzischen Großmulde und des Mittelfränkischen Großsattels erfolgte im Raume zwischen der Bayerisch-Böhmischen kristallinen Masse einerseits und den Bayerischen Alpen andererseits. Beide Gebirge wirkten wie die Backen einer Zange auf die varistisch streichenden Dogger-Erzzüge und haben dieselben örtlich in eine herzynisch verlaufende Streichrichtung abgelenkt. Daher findet man in den Erzabbaugebieten, z. B. in Hohenstadt, viele aus der NO.—SW.-Richtung in die NW.—SO.-Richtung abgelenkte Nebenfaltenbündel.

Durch die bisherigen Bohrungen und Vorrichtungsarbeiten sind im Fränkischen Doggererz-Gebiet bis jetzt insgesamt rd. 80—100 Millionen Tonnen Roherz mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von 23 v. H. bis 24 v. H. und einer durchschnittlichen Flözmächtigkeit von 1—2 m nachgewiesen.

Eingereicht: 9. September 1938.

Schriftenverzeichnis.

- BENECKE, E. W.: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, N. F., 6, Straßburg 1905.
- BIRKNER, F.: Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. — Archiv für Lagerstättenforschung, 58, S. 122—140, Berlin 1934.
- BIRZER, F.: Geologische Untersuchungen zwischen Beilngries und Thalmässing. — Inaugural-Dissertation. Erlangen 1922.
- DORN, P.: Die Farberdelagerstätten Bayerns. München 1929.
— Über den tektonischen Bau des ostfränkisch-oberpfälzischen Deckgebirges. — Geol. Rundsch., Sonderband 23 a, 1933.
— Palaeogeographie der Riesbarre. — N. Jb. f. Min. usw., B.-Bd. 77, Stuttgart 1937.
- DRESCHER, K.: Die nordbayerischen Erzvorkommen. — Zschr. f. pr. Geol., 29, Halle 1921.
- EINECKE, G. & KOEHLER, W.: Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. — Abh. d. Preuß. Geol. L.-A., Archiv für Lagerstättenforschung, 1, Berlin 1910.
- EINECKE, G.: Die Eisenvorräte des Deutschen Reiches. Wetzlar 1935.
- FÄRBER, K.: Eisenerzvorkommen in Bayern, ihre Aufbereitungsmöglichkeiten und Zukunftsaussichten. — Anz. Berg-, Hütten- und Maschinenwesen. Essen 1923.
- FICKENSCHER, CHR.: Die Eisenerzlager von Kirchenthumbach in der Oberpfalz. — Samml. Berg- und Hüttenm. Abh., H. 140, Kattowitz 1914.
- FREYBERG, B. v.: Über oolithische Gesteine. — Naturw. Wochenschrift. 1920.
- GAUB, FR.: Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. — Geol. u. palaeont. Abh., 13, Jena 1910/1911.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung der Frankenalb. — Kassel 1891.
— Die Amberger Eisenerzformation. — Sitzber. d. math.-phys. Kl. d. bay. Ak. d. W., München 1892.
- KOEHNE, W.: Vorstudien zu einer neuen Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura. — Sitzber. d. phys.-med. Societ., Erlangen 1903.
- KOHL, V.: Die Eisenerze des Deutschen Reiches. — Archiv f. Lagerstättenforschung, 58, 1934.
- LOERCHER, E.: Stratigraphie und Palaeogeographie von Braunjura (Dogger)- β und Ober- α im südwestlichen Württemberg. — N. Jb. f. Min. usw., B.-Bd. 72, Stuttgart 1934.
- LUYKEN, W.: Die Versorgung der deutschen Hochofenwerke mit einheimischen Erzen. — Stahl und Eisen, Düsseldorf 1933.
- OBERBERGAMT, BAYER.: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. Bd. II, herausgegeben vom Bayer. Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung, München 1936.
- NAUMANN, J.: Der Eisenerzbergbau der Gutehoffnungshütte in Südwestdeutschland. — Mitt. a. d. Forschungsanstalten, herausgeg. v. d. Konzernstelle d. Gutehoffnungshütte, A.-G. für Bergbau und Hüttenbetrieb, 8, Oberhausen (Rhld.), Oktober 1936.
- REUTER, L.: Geologische Darstellung des schwäbisch-fränkischen Jura — in M. SCHUSTER: Abriß der Geologie von Bayern, Abt. 4, München 1927.
- RÜCKERT, L.: Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebietes. Inaug.-Diss., Erlangen 1933.

- SCHALCH, F.: Der Braune Jura des Donau-Rheinzuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. — Mitt. Bad. Geol. L.-A., Freiburg i. Br. 1899.
- Eine Studie über den Braunjura-ß im nordöstlichen Schwaben und seine Eisenoolithflöze. — Abh. prakt. Geol. und Bergwirtschaft, 2, Halle 1927.
- SCHMID, H.: Der Eisenbergbau der Gutehoffnungshütte in Südwestdeutschland. — Stahl und Eisen, S. 1437—1444, Düsseldorf, November 1936.
- SCHMIDT, K. G.: Geologie von Neumarkt. — Diss., Freiburg 1925. Erschienen in: Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. Br., 26, Freiburg 1926.
- SCHMIDTILL, E.: Die oolithischen Eisenerze im Doggersandstein der Fränk. Alb. — Arch. f. d. Eisenhüttenwesen. — Fachber., 9, H. 1, S. 1—13, Düsseldorf 1935.
- Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Doggersandsteins im nördlichen Frankenjura. — Palaeontographica, 67, Stuttgart 1926.
- Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Eisenerze im Doggersandstein der Frankenalb. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 87, H. 8, Berlin 1935.
- SCHMIDTILL, E. & KRUMBECK, L.: Die Coronatenschichten von Auerbach (Oberpfalz, Nordbayern). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 90, H. 6/7, Berlin 1938.
- Sekundäre Eisenerzanreicherungen im Doggersandstein der Frankenalb. — Jb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereins, 25, Stuttgart 1936.
- SCHNITTMANN, FR. H.: Beiträge zur Stratigraphie der Oberpfalz. — Deutsch. Geol. Ges., 74, Berlin 1922.
- SCHUSTER, M.: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. in 6 Abt. — Abt. III, IV, VI, München 1929.
- SEEMANN, R.: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberger—Sulzbacher und Auerbach—Pegnitzer Störung. — Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, 16, Nürnberg 1925.
- Zur Entstehung der Amberger Eisenerzlagerstätten. — Zschr. f. prakt. Geol., 43, Berlin 1935.
- STACH, E.: Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 84, Berlin 1932.
- STAHL, W.: Der Troschenreuther Rötel. Zulassungsarbeit, Berlin 1924.
- Geologische Untersuchungen zwischen Unterer Pegnitz und Schwarzach. — Sitzb. phys.-med. Soc. Erlangen, 61, Erlangen 1929/1930.
- STAHLECKER, G.: Stratigraphie und Tektonik des Braunen Jura im Gebiete des Stuifen und Rechberg. Inaug.-Diss., Tübingen 1934.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- SPERBER, H.: Geologische Untersuchungen im Bereich des Hahnbacher Sattels. Inaug.-Diss., Erlangen 1932.

Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt.

Schriftleitung:
Dr. Heinrich Arndt.

Bisher erschienen und zu beziehen durch das Bayer. Oberbergamt,
München 34:

- Heft 1:** Adolf Wurm, Die Nürnberger Tiefbohrungen, ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung. — Wolfram Fink, Oberbergdirektor Dr. Otto M. Reis (zu seinem Übertritt in den Ruhestand). 1929, 50 S., Preis 2.40 RM.
- Heft 2:** Georg Priehäuser, Die Eiszeit im Bayerischen Wald. 1930, 47 S., Preis 3.— RM.
- Heft 3:** Mattheus Schuster, Die „Engelsquelle“ in Rothenburg o. d. Tauber. — Ludwig Simon, Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 1. Die Sonderstellung des Tölzer Isar-Sees. — Hans Nathan, Eine zwischeneiszeitliche Mollusken-Fauna aus Südbayern. 1931, 41 S., Preis 3.50 RM.
- Heft 4:** Karl Boden, Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. — Ludwig Simon, Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 2. Die Beziehungen zwischen Kirch-See, Ellbach-Moor und Tölzer Becken. 1931, 43 S., Preis 3.— RM.
- Heft 5:** P. Magnus Deml, Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. 1931, 47 S., Preis 3.— RM.
- Heft 6:** Adolf Wurm, Das Fichtelgebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. — Paul Dorn, Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. 1932, 44 S., Preis 3.— RM.
- Heft 7:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. I. Der Untere und Mittlere Buntsandstein. 1932, 62 S., Preis 3.— RM.
- Heft 8:** Ernst Kraus, Der bayerisch-österreichische Flysch. 1932, 82 S., Preis 3.50 RM.
- Heft 9:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. 1933, 58 S., Preis 3.— RM.
- Heft 10:** Eduard Hartmann, Geologie der Reichenhaller Solequellen. — Josef Knauer, Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. — Adolf Wurm, Junge Krustenbewegungen im Weidener Becken. 1933, 52 S., Preis 3.— RM.
- Heft 11:** Friedrich Hegemann und Albert Maucher, Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silber-Berg bei Bodenmais. — Fritz Heim, Gliederung und Faziesentwicklung des Oberen Buntsandsteins im nördlichen Oberfranken. — Josef Knauer, Die Gehängerrutsche (Blattanbrüche) bei Garmisch-Partenkirchen. (Ein Beispiel für die erodierende Kraft des Hagels.) 1933, 56 S., Preis 3.— RM.
- Heft 12:** Alfred Kirchner, Die saxonische Tektonik Unterfrankens und ihre Einwirkung auf die Morphologie und Flußgeschichte des Mains. 1934, 50 S. Preis 3.— RM.
- Heft 13:** Oskar Kuhn, Die Tier- und Pflanzenreste der Schlotheimia-Stufe (Lias- α_2 bei Bamberg). 1934, 52 S., Preis 3.— RM.

- Heft 14:** Albert Sch ad, Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östlichen Saargebietes. 1934, 84 S., Preis 3.— RM.
- Heft 15:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. b. Das Untere Röt oder die Stufe des Plattensandsteins. 1934, 64 S., Preis 3.— RM.
- Heft 16:** Mattheus Schuster, Dr. phil. Otto Maria Reis, Oberbergdirektor a. D. †. — Hans-Joachim Blüher, Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. 1935, 55 S., Preis 3.— RM.
- Heft 17:** Mattheus Schuster, Dr. Franz Münichsdorfer, Regierungsgeologe I. Kl. †. — Karl Boden, Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. I. Teil. — Joseph Knauer, Überzählige Schichtablagerung und Scheintektonik. 1935, 55 S., Preis 3.— RM.
- Heft 18:** Karl Boden, Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. II. Teil. — Hans Nathan, Quarz mit Anhydriteinschlüssen im unterfränkischen Keuper. — Ludwig Simon, Kleine Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletscher-Gebietes. Ein Beitrag zur Frage der Nagelfluhbildung. 1935, 57 S., Preis 3.— RM.
- Heft 19:** Hans Nathan, Geologische Untersuchungen im Ries: Das Gebiet des Blattes Ederheim. 1935, 42 S., Preis 3.— RM.
- Heft 20:** Clemens Lebling zusammen mit G. Haber, N. Hoffmann, L. Kühnel und E. Wirth, Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. 1935, 46 S., Preis 3.— RM.
- Heft 21:** Joseph Knauer, Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. 1935, 65 S., Preis 3.— RM.
- Heft 22:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. c. Das Obere Röt oder die Stufe der Röt-Tone. (1. Die Unteren Röt-Tone und der Röt-Quarzit). 1935, 67 S., Preis 3.— RM.
- Heft 23:** Mattheus Schuster, Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. c. Das Obere Röt oder die Stufe der Röt-Tone. (2. Die Oberen Röt-Tone mit den Myophorien-Schichten). — Anhang: Die Buntsandstein-Bohrprofile von Mellrichstadt v. d. Rhön und von Gräfendorf a. d. Saale. 1936, 53 S., Preis 3.— RM.
- Heft 24:** Erich Bader, Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Unteren Keupers zwischen Ostwürttemberg und Unterfranken. 1936, 72 S., Preis 3.— RM.
- Heft 25:** Irene Wappenschmitt, Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. 1936, 68 S., Preis 3.30 RM.
- Heft 26:** Friedrich Birzer, Die Monotis-Bank in den Posidonien-Schiefen, besonders Frankens. — Otto Joos, Zur Geologie der Ehrenbürg (Walberla) bei Forchheim. 1936, 46 S., Preis 3.30 RM.
- Heft 27:** Rudolf Hundt, Über Schwimm- oder Schwebblasenfunde von Graptolithen im Alaunschiefer des Ober-Silurs Oberfrankens und Ost-Thüringens. — Moritz Abend, Neuere geologische Beobachtungen in der näheren und weiteren Umgebung von Lichtenfels am Main. — Erich Bergmann, Die Lagerung der Trias- und Jura-Schichten im Vorland der nördlichen Frankenalb. 1937, 49 S., Preis 3.— RM.

- Heft 28:** Rudolf Schüttig, Lithogenesis des Rotliegenden im Nordostteil der Rheinpfalz. 1938, 68 S., Preis 3.— RM.
- Heft 29:** Werner Bitter, Lithogenesis des Ober-Karbons und Unter-Perms im Nordwestteil der Rheinpfalz. — Joseph Knauer, Die Mindel-Eiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland. — Hans Nathan, Mitteilungen aus der geologischen Aufnahme: 1. Die Beziehungen zwischen Gips und Grendolomit bei Sulzheim am Steigerwald. 2. Ein neues Nephelinbasalt-Vorkommen bei Ober-Spiesheim am Steigerwald. 1938, 50 S., Preis 3.— RM.
- Heft 30:** Joseph Knauer, Die Herkunft der Blei- und Zinkerze im Rauschenberg-Gebiet bei Inzell. — Mattheus Schuster, Geologische Beobachtungen im Diluvium zwischen Eichenau und Puchheim. — Eduard Hartmann, Geologie der Peißenberger Pechkohlen-Mulde. 1938, 46 S., Preis 3.— RM.
- Heft 31/32:** Ernst Kraus, Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns. 1938, 70 S.
- Heft 33:** Joseph Knauer, Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet. — Eduard Hartmann, Geologie der fränkischen Dogger-Erze. 1938, 44 S.

Amtliche Geologische Kartenblätter von Bayern 1:25000

Stand vom Dezember 1938

Nordbayern.

Erschienen:

- a) Die Positionsblätter: Motten-Wildflecken b. Brückenau Nr. 9/10 (Doppelblatt); Blatt Bischofsheim a. d. Rhön Nr. 11; Mellrichstadt v. d. Rhön Nr. 13; Hendingen b. Mellrichstadt Nr. 14; Brückenau i. d. Rhön Nr. 22; Geroda b. Brückenau Nr. 23; Stangenroth b. Bad Kissingen Nr. 24; Neustadt a. d. Saale Nr. 26; Naila b. Hof Nr. 32; Schönderling b. Brückenau Nr. 39; Aschach b. Bad Kissingen Nr. 40; Kissingen Nr. 41; Poppenlauer b. Münnerstadt Nr. 42; Wallenfels b. Kronach Nr. 51; Presseck b. Stadtsteinach Nr. 52; Gräfenhof b. Gemünden Nr. 64; Hammelburg-Nord b. Gemünden Nr. 65; Euerdorf b. Bad Kissingen Nr. 66; Ebenhausen b. Bad Kissingen Nr. 67; Hammelburg-Süd b. Gemünden Nr. 91.
- b) Die Gradabteilungsblätter (über die Hälfte größer als die Positionsblätter): Wunsiedel Nr. 82; Kemnath Nr. 124; Miltenberg-Süd Nr. 151; Erlangen-Nord Nr. 161; Gräfenberg b. Erlangen Nr. 162; Erlangen-Süd Nr. 180.

Südbayern.

Erschienen:

Die Positionsblätter: Schrobenhausen Nr. 552; Dachau b. München Nr. 667; Ampfing a. Inn Nr. 675; Mühldorf a. Inn Nr. 676; Neuötting Nr. 677; Pasing b. München Nr. 691; München Nr. 692; Taufkirchen b. Mühldorf Nr. 699; Gauting b. München Nr. 712; Baierbrunn b. München Nr. 713; Immenstadt i. Allgäu Nr. 856; Hindelang i. Allgäu Nr. 857; Fischen b. Oberstdorf Nr. 874; Oberstdorf Nr. 885.

Weitere Kartenveröffentlichungen.

Bodenkarte Bayerns 1:400 000, mit Erläuterungen.

**Geologische Übersichtskarte der Pfalz und der angrenzenden Länder 1:200 000
(Ohne Erläuterungen).**

Die Karten nebst den Erläuterungen dazu können, auch von Wiederverkäufern, von der Vertriebsstelle im Oberbergamt, München, Ludwigstraße 16, bezogen werden.