

Zeitschrift:	Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber:	Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band:	30 (1973-1976)
Artikel:	Über junge Krustenbewegungen in der voralpinen Landschaft zwischen dem südlichen Rheingraben und dem Bodensee
Autor:	Schneider, Hans
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-584925

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 06.02.2026

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

Über junge Krustenbewegungen
in der voralpinen Landschaft zwischen
dem südlichen Rheingraben
und dem Bodensee

INHALT

Zusammenfassungen	4
-----------------------------	---

I Voraussetzungen

1. Grundlagen und Probleme	7
2. Die Arbeitsmethoden	15
3. Die geologischen Gegebenheiten	22
a) Die Vogesen-Schwarzwaldaufwölbung	22
b) Der Schweizerische Faltenjura	31
c) Der Molassetrog	32
d) Die eigentlichen Alpen	36

II Einzelheiten

1. Die Rheinauer Doppelschleife	39
2. Zwischen Thur und Töss	60
3. Am Unterlauf der Surb	68
4. Beobachtungen am Hochrhein	72
5. Eis-Isostasie im Alpenvorland?	84
Literaturverzeichnis	95
Abbildungen	

Ohne die hilfreiche Unterstützung von einer ganzen Anzahl schweizerischer und deutscher Dienststellen und Behörden wäre die vorliegende Arbeit nicht zustandegekommen. Mein erster Dank gilt daher dem Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft — Bern; der Eidgenössischen Landestopographie — Wabern; dem Landesvermessungsamt Baden-Württemberg — Aussendienststelle Karlsruhe; den Nordostschweizerischen Kraftwerken AG — Baden; dem Regierungspräsidium Südbaden, Abt. V Wasserwirtschaft — Freiburg i. Br.; dem Regierungspräsidium Südbaden, Abt. VI Wasserstrassen — Freiburg i. Br. und dem Wasserbauamt in Waldshut.

Darüber hinaus bin ich all denen sehr verpflichtet, die mich mit mancherlei guten Diensten unterstützt haben. Ich nenne hier vor allem die Herren Dipl. Geol. ORR Dr. G. *Diederich* — Wiesbaden; Priv.-Doz. Dr. Franz *Hofmann* — Neuhausen am Rheinfall; Ing. EPF Francis *Jeanrichard* — Wabern; Primarlehrer Stefan *Keller* — Rheinau; Reg.-Bau-Dir. *Litsch* — Waldshut; Prof. Dr.-Ing. H. *Mälzer* — Karlsruhe; Sektionschef d. Geodät. Landesvermessung Hansjörg *Oettli* — Wabern; ORVR Dipl.-Ing. *Preis* — Karlsruhe; alt Zivilstandsbeamter Ernst *Rüedi* — Schaffhausen; ORVR Ernst *Schwarz* — Wiesbaden; rv.-Dir. *Stahl* — Karlsruhe und OR Bau-Dir. *Strack* — Freiburg i. Br.

Nicht zuletzt sei meiner lieben Frau gedankt, die mir getreulich und geduldig auf dem beschwerlichen Weg von der Niederschrift des Gedankens bis zum fertigen Drucksatz wachsam zur Seite stand.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit «Ueber junge Krustenbewegungen in der voralpinen Landschaft zwischen dem südlichen Rheingraben und dem Bodensee» beginnt mit den Grundlagen und Problemen, den Arbeitsmethoden und den geologischen und geophysikalischen Gegebenheiten dieser Landschaft.

Der zweite Teil befasst sich mit einigen ausgewählten Beispielen, bei denen solche Bewegungen festzustellen sind. Abschliessend konnte noch eine postglaziale Eis-Isostasie aufgezeigt werden, d. h. ein leichtes Ansteigen des Bodens ganz analog den sehr viel umfangreicherem Hebungen, die vor sechzig Jahren im fennoskandischen Raum nachgewiesen wurden.

Résumé

Le présent traité, «Sur les mouvements récents de l'écorce terrestre dans la région préalpine entre la partie méridionale de la Fosse rhénane et le Lac de Constance», commence par les bases, les problèmes, les méthodes de travail et par les données géologiques et géophysiques de ce paysage.

La seconde partie explique, par quelques exemples typiques l'existence de tels mouvements. Enfin, elle démontre qu'une isostasie post-glaciaire pourrait être évidente, c'est-à-dire un léger soulèvement du sol, analogue à ceux beaucoup plus prononcés, vérifiés il y a 60 ans dans la région de la Finno-Scandinavie.

Riassunto

Il presente trattato «Sui movimenti recenti della crosta terrestre nella regione prealpina, fra la parte meridionale del incavo renano ed il Lago di Costanza» comincia con le basi, i problemi, i metodi di lavoro e con i dati geologici e geofisici di questo paesaggio.

La seconda parte spiega, con alcuni esempi tipici l'esistenza di tali movimenti. Infine, dimostra che una isostasia postglaciale

potrebbe essere evidente, cioè un leggero sollevamento del suolo analogo alle molte più pronunciate elevazioni verificatesi 60 anni fa nella zona della Finno-Scandinava.

Summary

This treatise in hand «On recent movements of the crust in the prealpine region between the southern part of the Rhinegraben and the Lake Constance» begins with the fundamentals, the problems, the working methods and the geological and geophysical facts regarding this landscape.

The second part deals with some examples singled out to demonstrate the existence of such movements. Finally a postglazial ice-isostasy could be made evident, i. e. a slight rising of the soil, analogous to the much more enormous elevations in the Finnish-Scandinavian area proved some sixty years ago.

I

VORAUSSETZUNGEN

1. *Grundlagen und Probleme*

Genauso wie Homer und die alten Griechen ihre Erde für «fest und wohlgegründet» hielten, obwohl Hephästos, der Gott des Feuers, hin und wieder mit seinem vulkanischen Schmiedefeuer ihre Fundamente erzittern liess, genauso meinten es auch unsere alemannischen Vorfahren in diesem Lande: sicher und unwandelbar stand der Boden, und das seltene, leichte Beben des Grundes bewies seit Menschengedenken nur das unvergleichliche Uebergewicht der beharrenden Kräfte.

Dennoch gibt es in Europa ein Gebiet, wo schon seit langem aufmerksame Beobachter immer wieder feststellten, dass sich die Grenzen zwischen Land und Meer ganz offensichtlich veränderten. Alte Fischer erinnerten sich genau daran, dass an manchen Stellen, wo nun bei stiller See glatte Felsbuckel aus dem Wasser schauten, in ihrer Jugendzeit, als sie ihren Vätern geholfen hatten, die Netze zu stellen, mit Sicherheit nichts davon zu sehen war. Gemeint sind die Küsten des Bottnischen und des Finnischen Meerbusens, aber auch das Schärengebiet vor Stockholm und der Raum um die Ålandsinseln.

Im achtzehnten Jahrhundert war es der schwedische Wissenschaftler Anders Celsius (1701—1744) — übrigens derselbe, dem wir die hundertteilige Thermometerskala verdanken — der kurz vor seinem Tode eine grosse Sammlung von Belegen dafür

zusammengebracht hatte, dass sich an vielen Stellen des genannten Gebietes das Meer zurückzog und neues Festland freigab. Noch zu Lebzeiten des Celsius war der 1620 gebaute Hafen von Torneå im äussersten Norden der Ostsee nicht mehr brauchbar, und auf manchen ehemaligen Hafenbuchten der langen Küsten weidete nun das Vieh.

Celsius und viele seiner Zeitgenossen sprachen von einem «Zurückweichen des Meeres», liessen aber die Frage offen, wo hin es denn geflossen sei. Die Vorstellung vom Wegfliessen des Wassers war ein ähnlicher Irrtum wie die bis Kopernikus jedem Menschen sichtbare «Tatsache», dass die Sonne im Osten aufgeht und am Himmel in einem Bogen nach Westen zieht. Obwohl Celsius wusste, dass der Effekt dieses Sonnenweges genauso erreicht wird, wenn nämlich die Sonne still steht und die Erde sich dreht, so wäre es ihm doch nicht eingefallen, statt des Wassers das aufsteigende Land, das heisst, eine weitgespannte Hebung, als Ursache seiner zahlreichen Beobachtungen hinzunehmen. Für eine solche Vorstellung war die Zeit noch nicht reif; genauer gesagt: noch fehlte damals jedes Wissen über den inneren Bau der Erde, um das vernünftig erscheinen zu lassen, was uns heute sichere Erkenntnis geworden ist. «Phantasten», die damals an eine Landhebung gedacht haben mochten, wurden vom schwedischen Reichstag zurechtgewiesen, der die Idee von einem allmählichen Anwachsen Schwedens «als die Würde des Reichen kränkend» ansah.

Was sich da heute in Skandinavien bemerkbar macht — und sich schon einige Jahrtausende vorher vom Menschen unbemerkt vollzogen hat — ist eine *junge Krustenbewegung*. Sie ist ihrer Ursache nach eine von den verschiedenen möglichen Veränderungen der Erdoberfläche, die auf endogene Kräfte zurückzuführen sind, d. h. auf solche, die aus dem Erdinnern kommen. Wir werden uns damit noch ausführlicher beschäftigen, weil junge Krustenbewegungen auch in unserem Untersuchungsgebiet ihre Spuren hinterlassen haben und weiterhin hinterlassen.

Bis weit in den Anfang unseres Jahrhunderts hinein beschäftigten sich die Geomorphologen ($\gamma\eta$ = Erde; $\mu\omega\varphi\eta$ = Gestalt), d. h. diejenigen Geographen und Geologen, welche sich mit den Gestaltveränderungen der Erdoberfläche befassten, im wesentlichen nur mit den *vertikalen* Bewegungen: Hebungen und Sen-

kungen. Das intensive Studium der Terrassenbildungen an den Bergflanken unserer Flusstäler gab z. B. reiches Material für die Lösung der Frage, wie sich seit dem Diluvium unsere Landschaftsformen verändert haben. (Hinsichtlich der erdgeschichtlichen Formationen und Epochen vgl. Abbildung 1 und Literaturverzeichnis Nr. 17 und 18.)

Jede Flussterrasse, nicht selten noch Flussschotter tragend, ist ein Beweis für eine Zeit relativen Stillstandes der Flusserosion, eine Zeit der Aufschüttung von Sanden, Kiesen und auch gröberem Material. Folgt dieser Epoche ein Zeitabschnitt des Einschneidens, bleiben in einem Hebungsgebiet nicht selten mehr oder weniger ausgedehnte Stücke des alten Talbodens als Terrassen am Talhang erhalten. Da Hebungen und Senkungen über sehr lange Zeiträume hinweg niemals wie von einem Uhrwerk gesteuert ganz gleichmäßig vor sich gehen, sondern phasenhaft wirksam sind, erklärt es sich, dass wir in der Regel mehrere Terrassenniveaus untereinanderliegend vorfinden.

Ausserhalb des in den Eiszeiten vom Eise bedeckten Gebietes entspricht jeder Eiszeit eine Epoche der Aufschüttung (Akkumulation). In den Zwischeneiszeiten folgte dann durch das fliesende Wasser eine weitgehende Ausräumung des abgelagerten Gesteinsschuttes und eine Taleintiefung.

Die Abb. 2 zeigt vier schematische Blockdiagramme, welche die Terrassenbildung im Hebungsgebiet (links) den korrelaten Ablagerungen im Senkungsgebiet (rechts) gegenüberstellen. Selbstverständlich sind in Wirklichkeit Hebungs- und Senkungsgebiete sehr viel weiter voneinander entfernt, als es ein raumraffendes Blockbild zum Ausdruck bringt.

Bei einem Flusslauf von grösserer Länge ist natürlich nicht anzunehmen, dass sich überall das gleiche Ausmass einer Hebung zeigen wird. Das würde ja bedeuten, dass sich ein riesiges Gebiet «en bloc» gehoben hätte. Schon bei sehr viel kürzeren Strecken gibt es aus verschiedenen Gründen Unterschiede in der Intensität der Hebung. Das hat zur Folge, dass die richtige Zuordnung wirklich gleichaltriger Terrassenniveaus — zumal wenn Terrassenreste horizontal ziemlich weit auseinanderliegen — eine grosse Erfahrung und eine genaue geologische Kenntnis des Geländes voraussetzt.

Die Flussterrassenstudien mussten hier Erwähnung finden, weil sie uns wichtige Aufschlüsse über weitgespannte, phasen-

hafte und lang andauernde Bewegungen der Erdkruste geben. Die Geologen nennen diese Vorgänge Epirogenese (ἡ ἡπειρος = das feste Land; γεννάω = zeugen, hervorbringen). Es darf uns nicht stören, dass im eigentlichen Wortsinn, also «dem Meere Land abgewinnen», nur das anfangs genannte finnisch-skandinavische Beispiel wirklich trifft. Man pflegt jedoch auch die durch Flussterrassen bewiesenen Hebungen in einem durchaus festländischen Raum als epirogenetische Aufwölbungen zu verstehen, obwohl sich dort nirgends «neues Festland» gebildet hat.

In einem gewissen Gegensatz zur Epirogenese steht die Orogenese (ὄρος = Berg, Gebirge), weniger allerdings dem räumlichen Umfang nach als inbezug auf die ungleich grössere Bewegungsintensität. Bei der Orogenese handelt es sich um die Entstehung eines Gebirges samt all den Faltungen, Ueberschiebungen und Deckenbildungen, wie wir sie etwa von den Alpen her kennen.

Halten wir fest: Untersuchungen über das Alter von Flussterrassen sind in unserem Sinn keine Studien über junge Krustenbewegungen. Gewiss sind Bewegungsvorgänge, die eine halbe oder gar eine ganze Million von Jahren zurückliegen, in geologischer Hinsicht relativ junge Ereignisse. Was wir junge Krustenbewegungen nennen, kann zwar auch weit in die Vergangenheit zurückreichen, entscheidend ist aber, dass die Veränderungen bis in die Gegenwart zu verfolgen sind und nachgewiesen werden können. Um dies festzustellen, bedarf es freilich anderer Arbeitsmethoden.

Abb. 1 *Geologische Zeittafel*

Die Abstände vom Beginn bis zum Ende einer Formation sind massstabsgetreu, d. h. sie stehen im gleichen Verhältnis zueinander wie ihre Zeitdauer.

Känozoikum — *καινός* = neu; *ζώον* = Lebewesen; meso — *μέσος* = mitten; paläo — *παλαιός* = alt. Dyas — *δύας* = Zweiheit, nämlich Rotliegendes und Zechstein. Karbon — *carbo* = Kohle. Devon — nach der engl. Grafschaft Devonshire. Silur — nach dem Wohnsitz des alten britischen Stammes der Silurer. Gotlandium — nach der Insel Gotland in der Ostsee. Ordovizium — nach den keltischen Ordovicern in Nordwales. Kambrium — nach Cambria, dem walisischen Namen für Wales.

Die frühere Einteilung des Känozoikums in «Tertiär» und «Quartär» (letzteres in Diluvium und Alluvium) ist aufgegeben worden, zumal das ganze Quartär als ein Anhängsel von nur 1% des gesamten Tertiärs anzusehen ist. Heute bezeichnet man das Diluvium als Pleistozän — *πλειστον καινός* = am meisten neu und das Alluvium als Holozän — *όλος καινός* = gänzlich neu.

Geologische Zeittafel				
Zeit- alter	Formation	Epoche	Beginn vor Mill. Jahren	Höhepunkte nach- weisbarer Gebirgs- bildung (Orogenese)
Käno- zoikum	Quartär	{ Alluvium Diluvium Pliozän	0,6	
	Tertiär	Miozän Oligozän Eozän Paläozän	11 26 39 60	* Alpidische Orogenese (Alpen, Simalaya, etc.)
Mesozoikum	Kreide	obere mittlere untere	130	
	Jura	Malm (weißer Jura) Dogger (brauner Jura) Lias (schwarzer Jura)	180	
	Trias	Keuper Muschelkalk Buntsandstein	220	
Paläozoikum	Perm (Dyas)	Zechstein Rottliegandes	250	
	Karbon	oberes unteres	320	* Varistische Orogenese (Ural, Appalachen, etc.)
	Devon	oberes mittleres unteres	400	
	Silur	Gotlandium Ordovizium	460	* Kaledonische Orogenese (Norwegische, Schottische, irische)
	Kambrium	oberes mittleres unteres	560	
Prä- Kambrium	Eozoikum Archaikum	Eozoikum und Archaikum haben zusammen etwa die dreifache Dauer von Käno- & Meso- & Paläozoikum		

Abb. 1 Geologische Zeittafel

ca. 2000

Wer ein wenig mit den naturwissenschaftlichen Problemen seiner eigenen Zeit vertraut ist, wird hier an Vorgänge denken, die wir nicht übergehen wollen.

Im Jahre 1915 veröffentlichte der Meteorologe und Polarforscher Alfred Wegener (1880—1930) eine aufsehenerregende Arbeit über seine «Kontinentalverschiebungstheorie» (Lit. 47). Wegener fand auf seiner zweiten Expedition zum Inlandeis von Grönland beim Rückmarsch von der Station Eismitte im Jahre 1930 den Tod. Nach seiner Ueberzeugung bewegten und bewegen sich noch in der Gegenwart die grossen Kontinente wie riesige Eisschollen auf dem arktischen Ozean in *horizontaler* Weise.

Gleich wie das Eis, das spezifisch etwas leichter ist als das Wasser, «driften» nach Wegener auch die etwas leichteren Sial-Festlandschollen auf dem schwereren Sima der Unterlage. (Sial = Silicium-Aluminiumverbindungen; Sima = Silicium-Magnesiumverbindungen in den Gesteinen.)

Als wesentliches Argument für seine Theorie diente Wegener der Hinweis auf die Westküste Afrikas und die Ostküste Südamerikas. Da scheint doch die Nordostecke Südamerikas genau in den Golf von Guinea hineinzupassen, und dann folgen abwechselnd konkave und konvexe Küstenformen, die bis hinunter zur Mündung des Paraná mit entgegengesetzten Uferlinien an der afrikanischen Westküste übereinstimmen.

Heute ist die horizontale Bewegung grosser Festlandschollen nicht mehr Hypothese, sondern sicheres Wissen, sowohl durch geologische Tatsachen erwiesen als auch durch exakte Messungen gesichert.

Wenn wir uns mit dem Gedanken vertraut machen müssen, dass die gegenwärtige Verteilung von Land und Wasser auf der

Abb. 2 *Wechselseitige (korrelate) Ablagerungen im Hebungsgebiet (Terrassenbildung) und im Senkungsgebiet*
(Nach Gg. Wagner — Lit. 42 — und Matth. Schuster)

links Hebungsgebiet; rechts Senkungsgebiet

DSch = Deckenschotter; ausgedehnte Schotterfluren eiszeitlichen Ursprungs

HTSch = Hochterrassenschotter; NTSch = Niederterrassenschotter

Sehr schön sind am Rhein gegenüber der Tössmündung Hoch- und Niederterrasse zu erkennen: die Hochterrasse (Murketfeld) liegt dort 140 m und die ebenso gut ausgeprägte Niederterrasse (Unter-Murkethof) 65 m über dem Rheinspiegel.

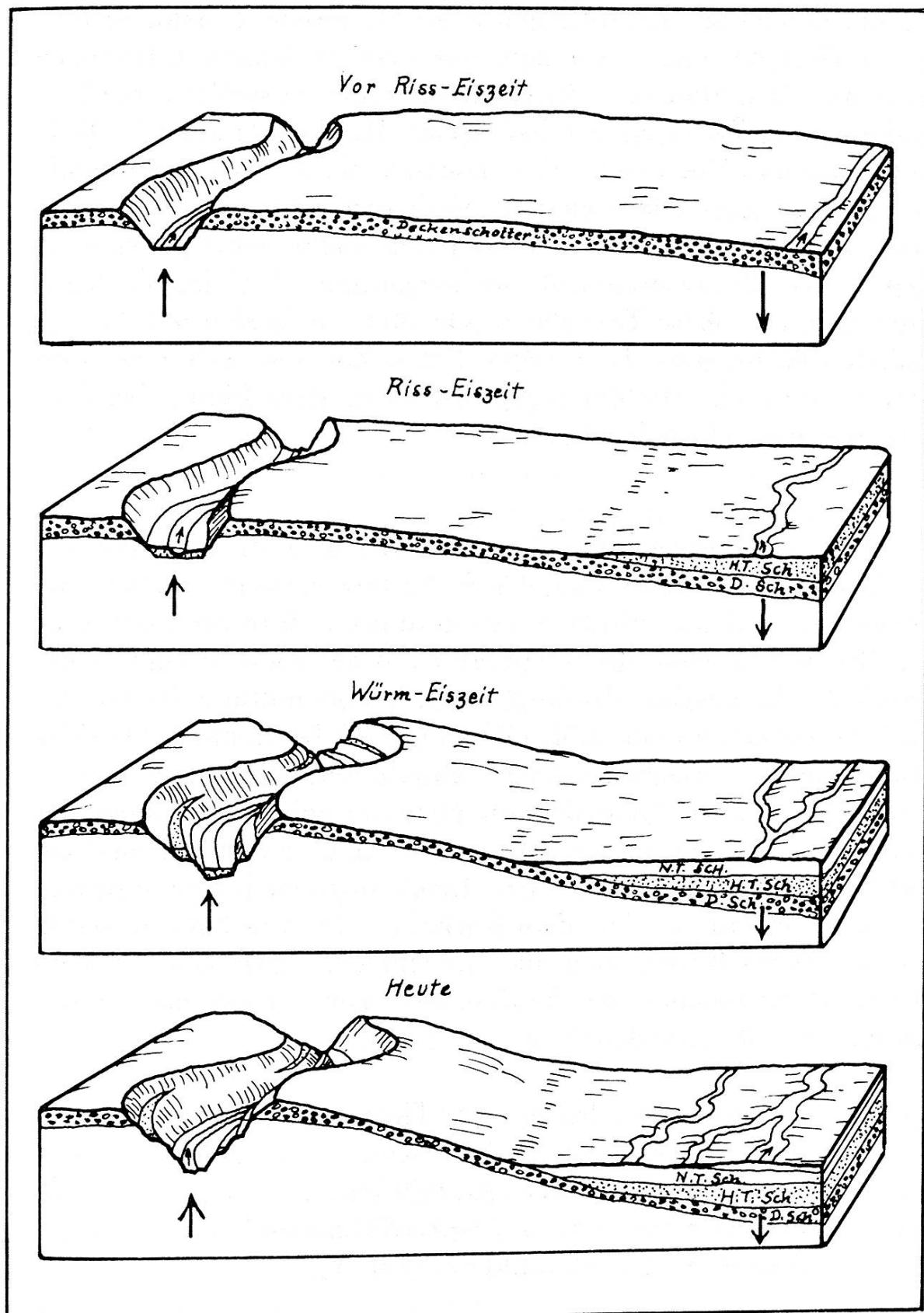


Abb. 2

Erdoberfläche nur ein «Augenblicksbild» darstellt, dann wird es uns auch nicht mehr erstaunen, dass sich in langen Zeiträumen auch dort Wandlungen vollziehen, wo keine Küstenlinie die Veränderung relativ rasch sichtbar macht. Das heisst: auch im Rahmen unserer Untersuchungen könnten theoretisch horizontale Driftbewegungen mit modernen Methoden messbar werden. Sie sind aus geomorphologischen Gründen sogar sehr wahrscheinlich. Falls wir unseren Untersuchungsraum über den Gotthard hinweg in das obere Tessintal ausdehnten, so fänden wir gewisse Indizien dafür, dass die Campo Tencia-Zone weiterhin gehoben und in nördliche Richtung gepresst wird. Hier bleibt den Forschungen noch ein weites Feld.

Abschliessend noch ein Wort über den Begriff der «Kruste».

Was wir über den Bau des Erdinnern wissen, stammt zum geringsten Teil aus direkten Feststellungen. Wir erfahren zwar aus Bohrungen, dass die Temperatur mit der Tiefe zunimmt, und durch astronomische Messungen wurde die mittlere Dichte der Erde berechnet, die mit 5,52 (Wasser = 1) beträchtlich über der Dichte der Oberflächengesteine (Durchschnitt 2,7) liegt.

Die wichtigste Methode, um über die grösseren Tiefen der Erde Auskunft zu erhalten, ist eine indirekte. Es ist das Studium der Erdbeben und die künstliche Erzeugung von Erschütterungen durch Sprengungen. Aus dem Verhalten der Erschütterungswellen, aus ihren Reflexionen und Brechungen ergab sich ein deutlicher «Schalenbau» des Erdinneren. Von aussen nach innen lassen sich unterscheiden:

obere Kruste	bis zu einer Tiefe von ca. 17 km,
untere Kruste	bis ca. 32 38 km,
Mantel	bis zu ca. 2900 km,
äusserer Kern	bis ca. 5000 5200 km und
innerer Kern	ab 5200 km (Lit. 5).

Die gesamte Kruste hat also eine Mächtigkeit von durchschnittlich 35 Kilometern. In ihr vollziehen sich unter hoher Temperatur und unter sehr hohem Druck (in 10 km Tiefe ca. 300° Celsius bei ca. 2500 Atmosphären) jene Verformungen des nun plastisch gewordenen Gesteins sowohl zu kilometerspannen-

den, weitausgreifenden Bögen als auch zu den zierlichsten, nur millimeterlangen Kleinfaltungen, die wir heute im Felsgebirge wahrnehmen können. (In 10 km Tiefe pflanzt sich der Druck wie in einer Flüssigkeit hydrostatisch fort, so dass langsam fließende Bewegung auch bei festem Gestein ohne Bruch möglich wird. Diese Druckplastizität darf nicht mit dem Aggregatzustand des Schmelzflusses, des Magmas, verwechselt werden.)

Bei einer Erddarstellung in der Breite des vorliegenden Satzspiegels wäre es unmöglich, die Grenze zwischen oberer und unterer Kruste zeichnerisch darzustellen, denn die gesamte Kruste hätte nur einen Durchmesser von $\frac{1}{3}$ mm.

Es bleibt nun noch, kurz darauf hinzuweisen, dass die Kruste, die unter flachen Festländern in etwa 35 km Tiefe der Mantelzone auflagert, in Hochgebirgsregionen stärker in den Mantel hinabreicht (40—70 km); unter den tiefen Ozeanen ist dagegen die Kruste dünner, sie besteht dort aus dem relativ schweren Basalt und hat damit eine höhere Dichte.

Wenn man sich vergegenwärtigt, dass fortwährend an den verschiedensten Stellen der Erde Kräfte wirksam sind, die vertikale oder horizontale Bewegungen der Kruste verursachen, wenn man bedenkt, dass überall, wo in Senkungsgebieten stets zunehmende Ablagerungen auf die plastischen Massen des Untergrundes zunehmenden Druck ausüben, dann ist es einleuchtend, dass immer wieder das Gleichgewicht aller Teile in Gefahr ist und ständig wiederhergestellt werden muss.

2. Die Arbeitsmethoden

Es ist noch gar nicht so lange her, dass Geographen und Geologen begonnen haben, die *Gefällskurven* unserer Wasserläufe zu studieren. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass Flüsse und Bäche für den Nachweis junger Krustenbewegungen ausserordentlich brauchbar sein können, allerdings vorausgesetzt, dass man den einigermassen natürlichen Lauf des Gewässers vor sich hat, der nicht durch Kunstbauten verfälscht wird.

Theoretisch gesehen müssten alle Flüsse, die aus dem Gebirge kommen und der Ebene und dem Meere zustreben, ein ähnliches Längenprofil haben: der Oberlauf im Gebirge hätte das stärkste Gefälle, rasch nähme es ab und erreichte in der Nähe der Mün-

dung die geringsten Werte. Diese «Erosionsterminante» als Endzustand eines Flussbildes wird in unserer Landschaft kaum je erreicht. Anstelle der ständigen Gefällsabnahme finden wir mehrfachen Gefällswechsel. Beispielsweise mag es vorkommen, dass sich das niedrigste Gefälle des gesamten Flusslaufs irgendwo in der Mitte befindet und nicht in der Mündungsregion. Dafür gäbe es verschiedene Ursachen: die Mündung eines geschieberegionen Nebenflusses kann einen kräftigen Stau verursachen; es wäre auch möglich, dass der Stau durch eine Hebungszone bewirkt wird, die unmittelbar unterhalb dieses Flussabschnittes liegt; oder eine besonders widerständige Gesteinsbank könnte das Flussbett kreuzen und wie ein künstliches Wehr das Gefälle beeinflussen; schliesslich lässt sich ein lokaler Gefällsrückgang auch dadurch erklären, dass sich etwa durch Auflösung von Salzen im Untergrund das Gelände langsam senkt. Die Aufzählung ist keineswegs vollständig.

Die Vielfalt der Deutungsmöglichkeit von Gefällsdifferenzen macht immerhin klar, dass einige Erfahrung und gute lokal-geologische Kenntnisse vorauszusetzen sind, um keinen Fehlschlüssen zu erliegen. Bei nachgewiesenen Verwerfungen, Flexuren und Kippungen hat man verhältnismässig geringe Schwierigkeiten, eine richtige Entscheidung zu treffen. (Eine Flexur ist eine durch Zerrung oder Dehnung entstandene bruchlose Abwärtsbiegung einer Schichtfolge unter Mitwirkung von Hebungen und Senkungen. Eine Flexur kann in eine Verwerfung übergehen.) Umgekehrt kann man sicher sein, dass es sich bei einer Verwerfung, die einen Wasserlauf kreuzt, *ohne* dass sich an dieser Stelle das Gefälle ändert, um eine «fossile», d. h. nicht mehr wirksame Verwerfung handelt. «Die Gefällskurve ist, innerhalb gewisser Grenzen, ein ausserordentlich fein registrierendes Instrument. Da unsere Flüsse meist nur ein Gefälle von 1% haben, genügt schon eine Hebung von 1 m auf 1 km, um es vollständig aufzuheben. Eine Schiefstellung von 2 %, wie wir sie sehr häufig in unserem Lande haben, übersteigt fast alle Gefälle so gewaltig, dass sie das ganze Bild völlig umgestaltet hätte, wäre sie rasch eingetreten. Jedenfalls zeigt schon die Gegenüberstellung, wie empfindlich unser Instrument arbeiten kann, am feinsten natürlich dort, wo das Gefälle ziemlich klein ist und eine kleine Wassermenge nur sehr langsam umgestalten kann. Wo dagegen das Gefälle schon vorher beträchtlich war und dazu noch ein wasserreicher Fluss

seine Kurve rasch ausschleifen und so wieder in Ordnung bringen kann, müssen wir auch unsere Ansprüche an unser Instrument herabsetzen» (Lit. 43).

Die zweite wichtige Hilfe bei der Feststellung junger Krustenbewegungen bietet uns die Geodäsie, genauer gesagt: der Fortschritt in der Exaktheit der Landvermessung. Die heutigen Messbeobachtungen basieren auf hochempfindlichen Präzisionsinstrumenten bei gleichzeitiger Verwendung von Invarlatten. (Das Invar, eine Legierung von 35,5 % Nickel, 0,3—0,5 % Kohlenstoff, Rest Eisen, hat eine sehr geringe Wärmeausdehnung, eine geringe Wärmeleitfähigkeit, eine hohe spezifische Wärme und einen hohen elektrischen Widerstand. Es eignet sich daher ausgezeichnet für die Herstellung «invar»iabler Messlatten.)

Im Geophysikalischen Jahr 1960 wurde eine internationale Gemeinschaftsarbeit abgeschlossen, durch die ein zusammenhängendes Feinnivellementsnetz vom Nordkap über Mittel- und Westeuropa, Norditalien und die Balkanhalbinsel bis in die Türkei aufgebaut wurde. Es besteht kein Zweifel, dass die morphologische und geologische Forschung aus der engen Zusammenarbeit mit der Geodäsie bei der Feststellung junger und jüngster Krustenbewegungen wertvolle Unterstützung erhält.

(In der BRD sind für das Nivellementsnetz I. Ordnung Zielweiten von 30 m im Hin- und Rückgang vorgeschrieben. Die Messgenauigkeit beträgt gegenwärtig etwa $\pm 0,3$ mm pro km.)

Selbst wenn man die Messergebnisse für einen einzelnen Punkt beim Vergleich der Werte am Anfang und am Ende eines Zeitintervalls von — sagen wir beispielsweise — 20 Jahren nicht für überzeugend halten will, so ist doch die Beweiskraft von Dutzenden aneinanderschliessender Messpunkte, die alle die gleiche *Tendenz* (Hebungen, bzw. Senkungen) aufweisen, unmöglich zu bestreiten. —

Um Missverständnisse zu vermeiden, soll hier darauf hingewiesen werden, dass die «Beweise», welche ganz allgemein die geomorphologische Forschung für ihre Untersuchungen anzubieten hat, nicht mit dem verglichen werden dürfen, was wir «mathematische Beweise» nennen, etwa einen der Beweise für den Pythagoreischen Lehrsatz oder dafür, dass $a^0 = 1$ ist. Der Geomorphologe muss versuchen, aus den Beobachtungen im Gelände, aus den Messdaten in Aufschlüssen (Steinbrüchen, Sand-, Kies-

und Baugruben), aus den vorhandenen Bohrprofilen und aus mancherlei anderen ihm zugänglichen, errechneten und auf dem Millimeterpapier konstruierten Daten eine «Häufung von Wahrscheinlichkeiten» zu erreichen, die — falls sie *alle* miteinander harmonieren und sich an keiner Stelle ein Widerspruch ergibt — wohl als sichere Beweise gelten dürfen. Stimmt es an irgendeiner Stelle nicht, dann liegt es immer am Beobachter, d. h. daran, dass seine Arbeitshypothese falsch gewesen ist, denn «die Natur lügt nicht».

Auch für die Geodäsie ist die Erkenntnis von der keineswegs stabilen Erdkruste ein ziemlich junges Wissen. Noch zu Beginn dieses Jahrhunderts setzte man ein grosses Vertrauen auf die Höhenbeständigkeit der sogenannten «Unterirdischen Festlegungen» (UF). Inzwischen hat es sich herausgestellt, dass UF-Nivellementspunkte durchaus keine besondere Stabilität garantieren. Ob ein Punkt oder ein beschränktes Gebiet höhenbeständig ist, kann immer erst nach der Auswertung mehrerer Wiederholungsmessungen festgestellt werden. Die Erfahrung hat gelehrt, dass einem unterirdischen Fixpunkt grundsätzlich keine besondere Qualität zukommt; er darf zunächst nicht anders bewertet werden als ein normaler Nivellements punkt (Lit. 24).

Innerhalb der Bundesrepublik Deutschland beziehen sich heute alle Höhen auf das Mittelwasser des Amsterdamer Pegels (NN = Normal Null). Die Schweiz berechnet ihre Höhenangaben nach dem Bronze-Fixpunkt auf einem erratischen Granitblock, dem Pierre du Niton im Hafen von Genf, der 1820 vom damaligen Ingénieur du Canton et de la ville de Genève, G. H. Dufour, angebracht worden ist. Seit 1902 wird dieser Repère Pierre du Niton mit RPN = 373,6 m als Nivellement-Horizont der schweizerischen Hypsometrie angenommen (Lit. 48). Die deutsch-schweizerische Horizontdifferenz beträgt z. B. für die Höhenmarke Waldshut:

Land Baden:	341,933 m über NN	}	Differenz Baden—Schweiz:
Schweiz:	342,359 m über NN		—0,426 m

Schon in ihrem «Bulletin Géodésique 1950» hat die Internationale Vereinigung für Geodäsie auf einige wichtige Probleme hingewiesen, deren Lösung im Zusammenhang mit Präzisionsnivellements empfohlen wird: Untersuchungen zum Studium des

Einflusses der atmosphärischen Refraktion auf das Nivellement, Korrekturen der Feinnivellements mit Hilfe genauer Schweremessungen entlang der Nivellementlinien, Feststellung jahreszeitlich bedingter periodischer Bodenschwankungen, Messung der Einflüsse der täglichen Lotstörungen, bedingt durch die Anziehung von Sonne und Mond, Untersuchung der täglichen Schwankung der Erdoberfläche, die vermutlich in der Erwärmung des Bodens im Laufe des Tages ihre Ursache hat, und schliesslich die exakte Messung der oben besprochenen säkularen Krustenbewegungen durch die Aufstellung von Präzisionsnivellementnetzen, deren Höhenmarken jeweils im Abstand von einigen Jahren überprüft werden.

Ganz kurz sollen zwei Messverfahren besprochen werden, die in Zukunft für das Studium der Krustenbewegungen immer mehr an Bedeutung gewinnen: da ist zunächst die gerade erwähnte Gravimetrie, d. h. die Messung der Schwereunterschiede, und dann müssten wir noch auf die horizontalen Distanzvermessungen mit Hilfe von Laser-Strahlen zu sprechen kommen.

Die modernen Techniken der Schweremessung haben ihre Ahnherren in längst vergangenen Jahrhunderten. Es ist ein schöner Zug der Nachfahren, die Namen ihrer beiden «Begründer» in der Nomenklatur der heutigen Gravimetrie lebendig zu erhalten. Der eine ist Galileo *Galilei* (1564—1642), der erste Experimentalphysiker, dessen Pendelgesetze als die Anfänge einer quantitativ messenden Naturwissenschaft anzusehen sind; der andere ist Pierre *Bouguer* (1698—1758), ein französischer Geodät und Astronom, der über die Abweichung des Bleilots durch die Anziehung einer Bergmasse in der Nähe des Chimborazo (6310 m) in Ecuador erste Beobachtungen anstellte.

Die Messung der Schwerkraft ist vor allem bei der Auffindung unterirdischer Lagerstätten von Bedeutung. Die heute gebräuchlichen Instrumente sind in der Lage, noch Schwerkraftänderungen von einem Hundertmillionstel messen zu können. Liegen in einem bestimmten Areal unter der Erdoberfläche schwere Mineralien, dann ist an dieser Stelle die Schwerkraft grösser als im benachbarten Gebiet; sie ist geringer als die Umgebung, wenn z. B. über einem unterirdischen Salzdom gemessen wird, da das Salz relativ leicht ist. Theoretisch beträgt die mittlere Schwere in Meereshöhe etwa 980 gal. Als Einheit für die

Schwerkraft, die auf 1 Gramm wirkt, gilt das Milligal (mgal) = ein Tausendstel gal. Die Differenz zwischen der gemessenen und der theoretischen Schwere nennt man Schwereanomalie. Da jedoch die gemessene Schwere noch verschiedener Korrekturen bedarf (Berücksichtigung der Abnahme der Schwere mit der Höhe und des Schwereeinflusses der Gesteine über dem Meeresspiegel), ergibt sich schliesslich eine korrigierte gemessene Schwere. Der Unterschied zwischen der theoretischen und der korrigierten Schwere heisst *Bouguer-Anomalie*. Zahlreiche Messungen über dem Festland und über dem Meer haben ergeben, dass die Bouguer-Anomalie über dem Festland fast immer negativ ist, über den grossen Ozeanen fast immer positiv. Es bestätigt sich die Sial-Sima-Theorie, welche die leichteren Festland- und (Hoch)gebirgsschollen den schwereren Tiefseeschollen gegenüberstellt (Lit. 5 S. 89). Abb. 3 zeigt die Bouguer-Anomalien zwischen Schwarzwald und Bodensee nach der Karte 1 : 1 Mill. von Westdeutschland — Dr. Closs, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover (vgl. auch Lit. 29 S. 104|5). Die in die obere Karte eingezeichnete Profillinie W 30° N | E 30° S bildet in der darunterliegenden Skizze die Horizontale, um von der ± 0 mgal-Linie aus die Zunahme der negativen mgal-Werte in Richtung auf die Alpen deutlicher zu zeigen. An der S. Gotthard-Passstrasse (2108 m), die zwar im Alpenkammgebiet liegt, jedoch nicht in der Verlängerung des eingezeichneten Profils, wurden rund -150 mgal gemessen (Lit. 21 Fig. 1).

Während es sich beim Präzisionsnivelllement um die Feststellung vertikaler Höhendifferenzen handelt, haben sich für den Nachweis horizontaler Verschiebungen Laserstrahlen bewährt. Laser ist ein Kunstwort und bedeutet: «light amplification by stimulated emission of radiation», also Lichtverstärkung durch stimuliertes Aussenden von Strahlung. Der Laserstrahl ist von grosser Frequenzreinheit, also monochromatisch und scharf gebündelt.

Zum Studium horizontaler Krustenbewegungen wurde in den Jahren 1969 bis 71 die Entfernung der beiden Ränder des Rheingrabens im mittleren Bereich zwischen der pfälzischen und der badischen Seite mit einem Laser-Geodimeter vermessen. Die vorläufigen Messergebnisse rechnen bei einem Intervall von 30 bis 40 Jahren mit dem Nachweis einer Auseinanderbewegung der Grabenränder von etwas mehr als 1 mm pro Jahr. Bei diesen

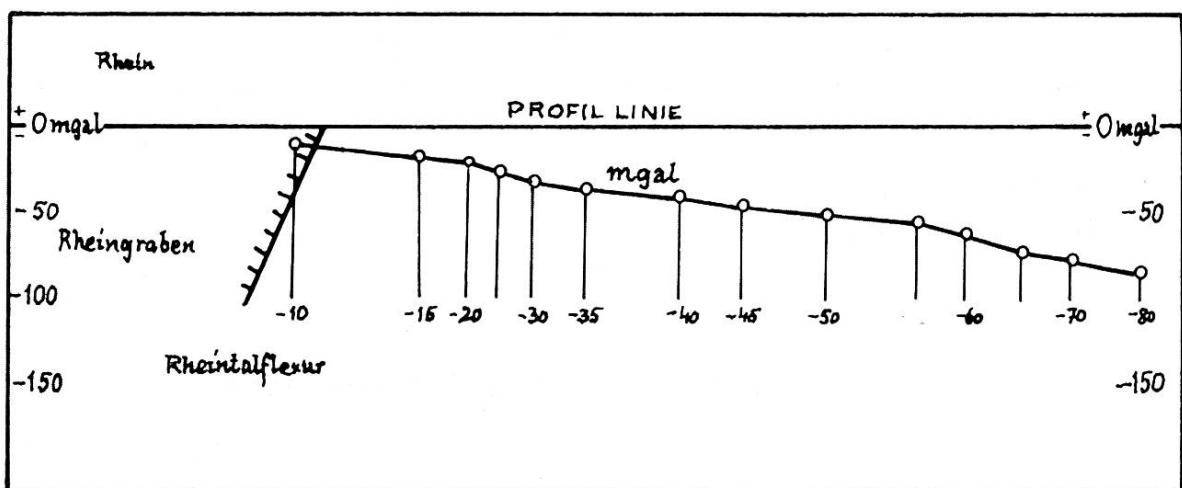
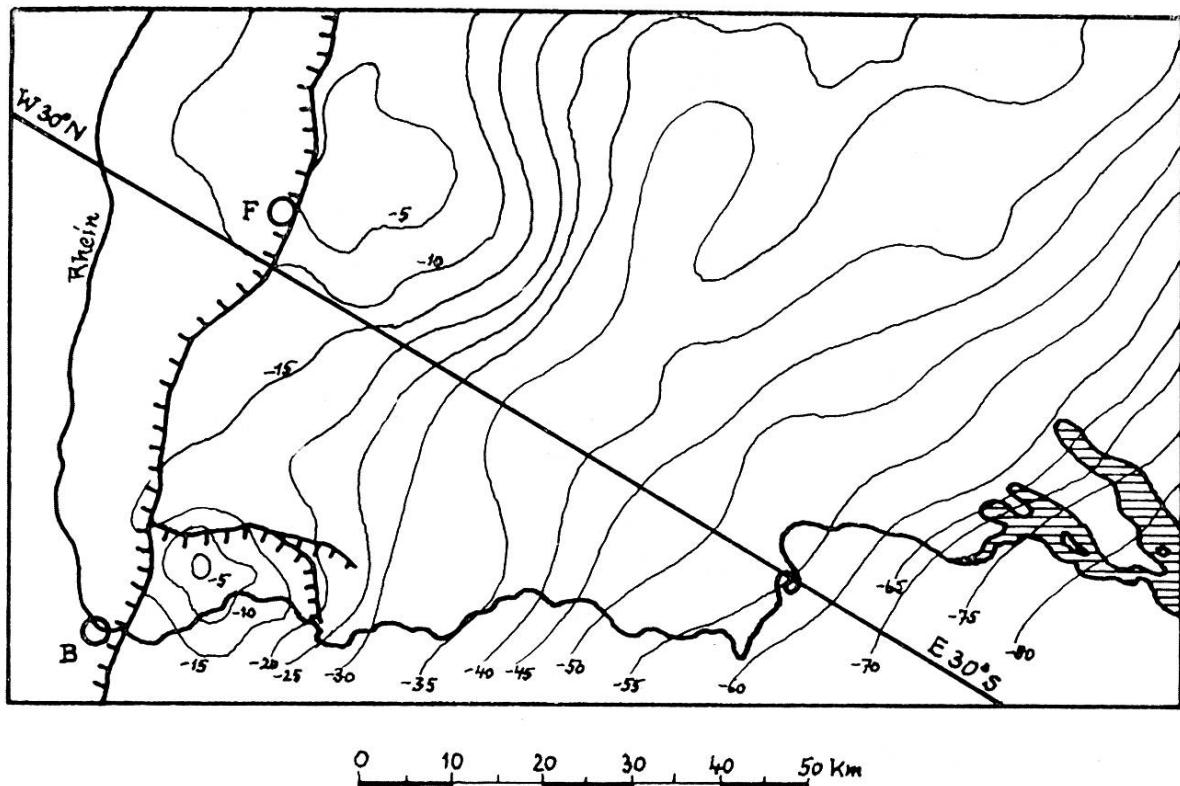


Abb. 3 *Bouguer-Anomalien zwischen Schwarzwald und Bodensee*
nach der Karte 1 : 1 Mill. (Westdeutschland) der Bundesanstalt für Bodenforschung
(Dr. Closs) und R. Lecolazet: *La Carte Gravimétrique du Fossé rhénan* (Lit. 29).
Erläuterungen im Text.

Durchschnittswerten muss aber immer wieder darauf hingewiesen werden, dass Krustenbewegungen über einen längeren Zeitraum hin kaum gleichmäßig ablaufen; sie vollziehen sich phasenhaft (Lit. 23).

3. Die geologischen Gegebenheiten

Es ist nun an der Zeit, dass wir uns mit dem geologischen Bau unseres Gebietes ein wenig vertraut machen. Selbstverständlich kann es sich nur darum handeln, die grossen Linien aufzuzeigen und den Gesamteindruck der vorherrschend wirkenden Kräfte nicht durch die zahlreichen Details verwirren zu lassen, obwohl diesen natürlich auch eine grosse Bedeutung zukommt, einmal mehr, einmal weniger.

Aus der Fülle der Einzelheiten treten uns deutlich vier verschiedene Gebiete entgegen (Abb. 4):

- a) die *Vogesen-Schwarzwald-Aufwölbung* (Süddeutscher Schild) mit dem Einbruch des Rheingrabens,
- b) die südlich vorgelagerte Zone des *Schweizerischen Faltenjuras*,
- c) der *Molassetrog* und
- d) die eigentlichen *Alpen*.

a) *Die Vogesen-Schwarzwald-Aufwölbung*

Der Anfang dieser Gebirgsbildung, zusammen mit der Entstehung des Grabens, liegt im frühen Tertiär (Eozän). Beides erfolgte zunächst ohne Bruch. Eine Intensivierung dieser Bewegungen, vor allem im Unteroligozän, führte zum Abreissen der Randschollen und zur Entstehung der «Hauptverwerfung» (Lit. 20). Eine zweite Phase der Hebung — bzw. Senkung im Graben — setzte im Pliozän ein und blieb während des ganzen Diluviums (Pleistozän) wirksam.

Vor der Aufwölbung der Vogesen und des Schwarzwaldes lag auf dem Grundgebirge (Granit und Gneis) eine zusammenhängende Decke von Sedimentgesteinen (Perm, Trias, Jura) Abb. 1. Die tertiäre Heraushebung des Vogesen-Schwarzwald-Massivs hatte zur Folge, dass das «Deckgebirge», d. h. eben diese

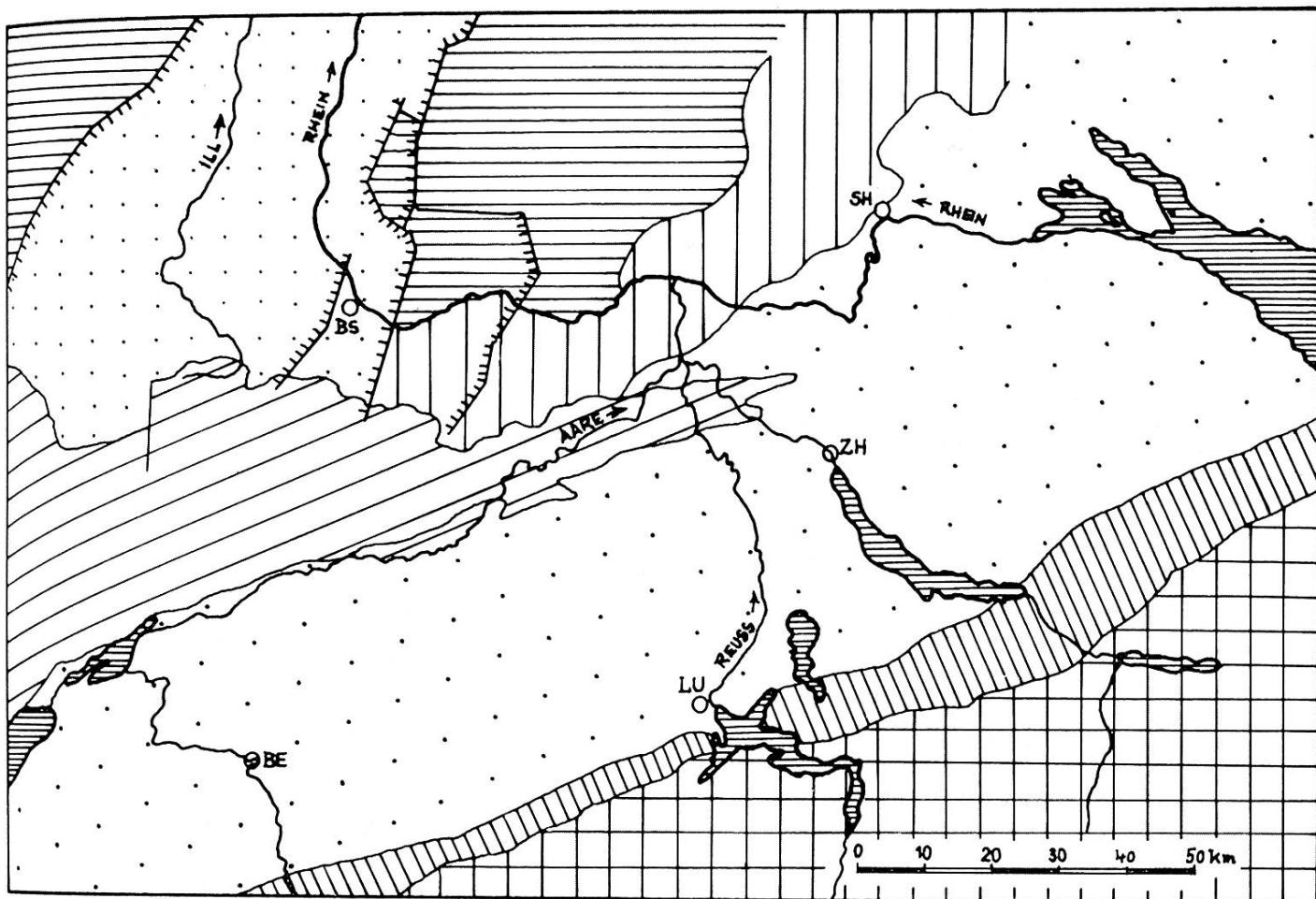


Abb. 4 Generalisierte tektonische Uebersicht

Unter Verwendung der «Tektonischen Karte der Schweiz» 1 : 500 000, 1972, der Schweizerischen Geologischen Kommission und von W. Carlé: «Geotektonische Uebersichtskarte der Südwestdeutschen Grossscholle» (Lit. 55 und Lit. 49).

Legende:

- Vogesen-Schwarzwaldauftreibung — eng waagrecht schraffiert;
- Rheingraben — relativ eng punktiert;
- Schweizerischer Faltenjura — weit schräg schraffiert;
- Tafeljura — senkrecht schraffiert;
- Ausseralpiner Molassetrog — weit punktiert;
- Aufgeschohene (subalpine) Molasse — eng schräg schraffiert;
- Alpen — gekreuzt schraffiert.

Ablagerungen des Rotliegenden, des Buntsandsteins, des Muschelkalks, Keupers und des Jura, an den höchsten Stellen des werdenden Gebirges so kräftig abgetragen wurde, dass auch noch beträchtliche Massen des Grundgebirges der Erosion zum Opfer fielen. Ein generalisierter Querschnitt (Abb. 5) zeigt im Luftsattel das mächtige Schichtpaket der seit dem Beginn der Orogenese bereits weggeföhrten Sedimente. (Die starke Krümmung des Luftbogens ist eine Folge der zwölffachen Vergrösserung der

Höhen, die im Interesse der Anschaulichkeit erforderlich gewesen ist.)

Nicht nur der Vollständigkeit halber sei darauf hingewiesen, dass unser heutiges Vogesen-Schwarzwald-Gebiet auch im Erdaltertum eine «Geschichte» hatte. Einige tektonische Linien sind sehr alt, und es gibt Strukturen, die auf ein altes Faltengebirge schliessen lassen, das im Karbon den Höhepunkt seiner Entwicklung erreichte (Abb. 1). Es erstreckte sich vom französischen Zentralplateau über Vogesen, Schwarzwald, Odenwald, Spessart, Thüringerwald, Fichtelgebirge, Erzgebirge bis zu den Sudeten. Nach dem germanischen Volksstamm der Varisker, die im Vogtland [Gebiet der oberen Elster und Saale, das später die deutschen Könige durch «Vögte» verwalteten liessen] ansässig waren, nennen wir es das Variskische Gebirge (Lit. 34).

Am Anfang dieses Jahrhunderts war es noch ungewiss, wie wohl die 300 km lange und durchschnittlich 30 km breite Rheintalebene entstanden sei. Eines stand freilich fest: der Rhein selbst hätte niemals einen solch breiten Talboden schaffen können. Man kannte wohl die verschiedenen Randverwerfungen, aber die Frage blieb unbeantwortet, ob man es mit einer Zusammenpressung zu tun habe oder mit einer Dehnung; ob Vogesen und Schwarzwald wie von den Backen eines Schraubstocks zusammengepresst und über die Ebene geschoben wurden, so etwa, wie man aus den Alpen Ueberschiebungen kannte, oder ob man einen Zerrungsbruch vor sich hätte, bei dem die Gebirgsklötze auseinanderweichen und die Ebene absackt.

Die Lösung dieses Problems wäre von der Wissenschaft allein so bald nicht bewältigt worden; auf Geldgeber, die ohne materiellen Nutzen die kostspieligen Bohrungen finanziert hätten, konnte man nicht hoffen. Da kam die moderne Wirtschaft der Wissbegierde der Geologen zu Hilfe. Im April 1910 wurde in Karlsruhe zwischen der Reichsbahndirektion und der Stadt Freiburg i. Br. ein Vertrag geschlossen, durch den die Freiburger Südstadt entlastet werden sollte; man hatte beschlossen, das Anfangsstück

Abb. 5 *Generalisierter Querschnitt durch das Vogesen-Schwarzwald-Massiv (W 30° N | E 30° S).*

Grundgebirge: gn = Gneis, G = Granit

Deckgebirge: B = Buntsandstein, M = Muschelkalk, K = Keuper, J = Jura

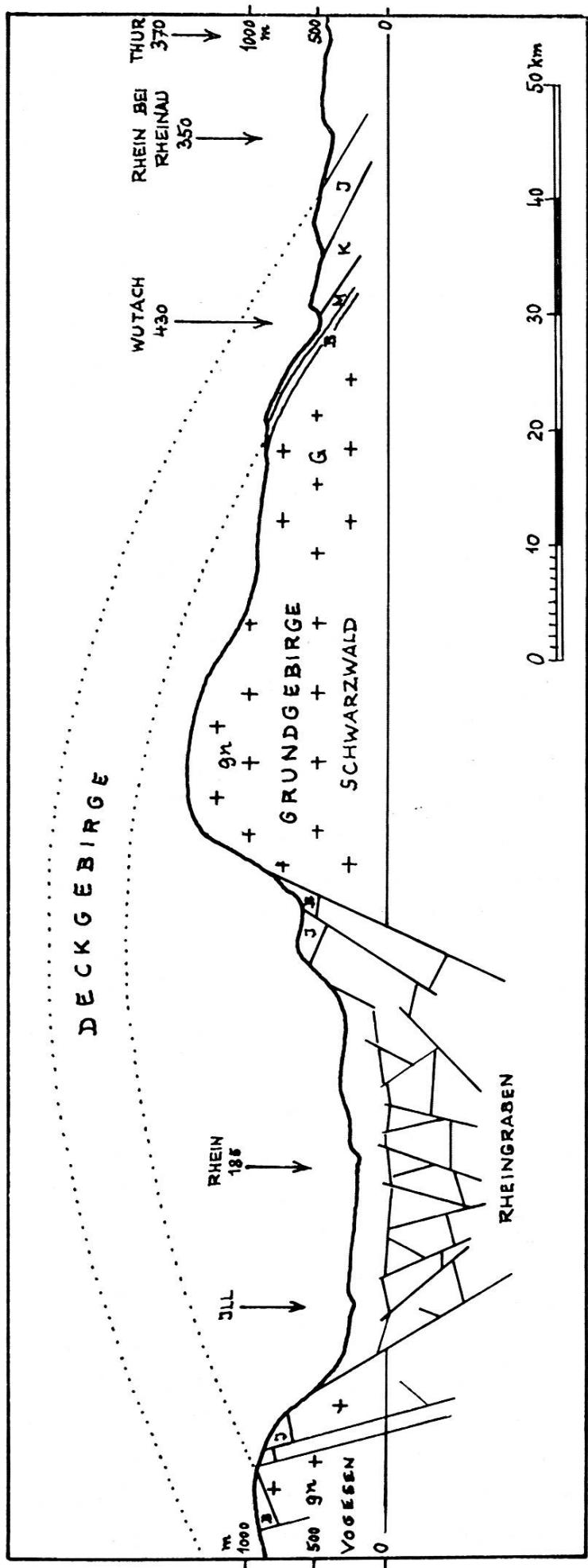


Abb. 5

der schon 1887 erbauten Höllentalbahn in einem nach Süden ausgreifenden Bogen durch einen Tunnel im «Lorettoberg» zu führen (Abb. 6).

Durch diesen Lorettoberg zieht von NNE nach SSW die Hauptverwerfung. Das geplante Westportal lag im Buntsandstein, der Ostausgang des Tunnels musste den Gneis durchstossen. Mit fieberhaftem Interesse sahen die Geologen dem Tag entgegen, wo sie mit eigenen Augen die Lösung ihres Problems sehen würden.

Ihre Geduld wurde noch einige Zeit auf die Probe gestellt, denn der erste Weltkrieg verzögerte die Bauarbeiten. H. Cloos, der vor Ort den Fortgang der Bohrungen zwischen Herbst 1928 und Frühjahr 1929 verfolgte, schilderte seine Beobachtungen. «Neun Meter lichte Weite für zwei Gleise und nicht weniger als sieben Meter Höhe für die Stromzuleitung, das gab einen üppigen Querschnitt. Alle paar Meter wurden neue, bedeutungsvolle Strukturen frei: Die Sandsteinbänke hoben sich gegen den Berg, Klüfte schnitten sie quer und stiegen also gegen die Ebene an. Lage so auch die Hauptfläche, so würde sie eine Aufschiebung, eine Bewegung im Schraubstocksinn bedeuten. Aber meist lag an solchen Flächen die Bergseite tiefer als die Talseite; das widersprach dieser Deutung. Es folgten verschieden gerichtete Schubflächen und machten vollends jede Voraussagung unmöglich. Man musste die Hauptfläche abwarten. Und sie kam ... Denn nun war dicht vor den Augen, der Hand und dem Hammer erreichbar, das verschleierte Bild enthüllt. Nie zuvor Gesehenes lag frei. Wie mit dem Messer am Lineal in die Wand geschnitten, zog eine Furche hoch, unter der Decke entlang und an der andern Tunnelwand wieder herunter, verschwand im Boden unter Schienen, Schutt und Wasser. Und wie steht sie? Senkrecht? Nach Osten, nach Westen geneigt? Antwort: Sie fällt schräg, unter einem Winkel von nur 55 Grad vom Gebirge gegen und unter die Ebene ein» (Lit. 6).

In der Tat: hier war der Beweis, dass die Rheinebene ein Zerrungsgraben ist, abgesunken unter dem eigenen Gewicht. Bei dem Gefälle von 55 Grad wurden Schwarzwald und Rheinebene voneinander abgerückt, fast ebensoviel seitwärts wie nach oben und unten. «So weit in dem Stollen der Lampenschimmer reichte,» fährt Cloos fort, «ist wirr und wild zerdrückt, zu Linsen gewalzt, zu Schiefer gepresst, was vordem granitharter Gneis

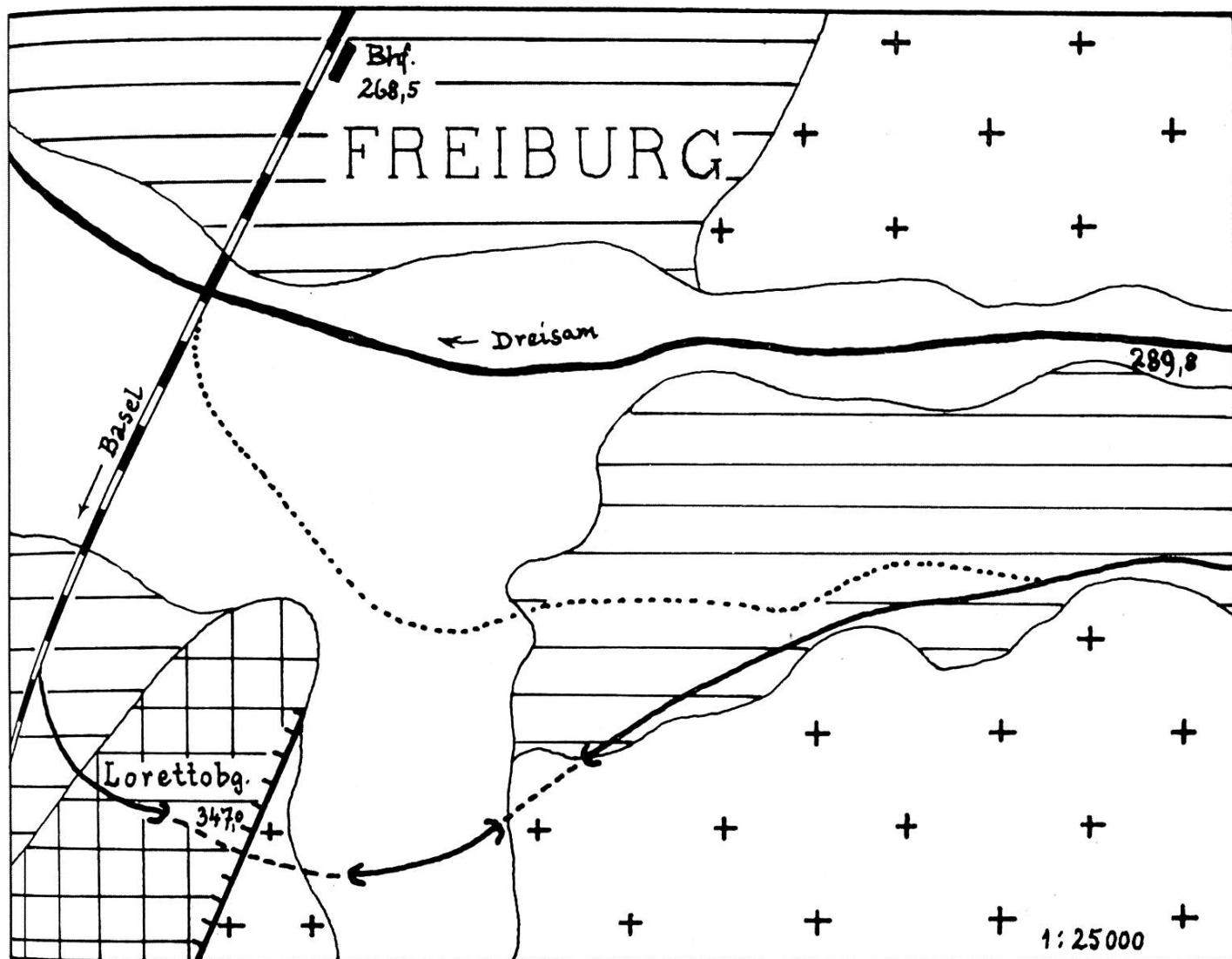


Abb. 6 *Lorettoberg-Tunnel*

(nach der Geologischen Karte von Baden-Württemberg, 1 : 25 000, Blatt 8013 — Freiburg, 1968.)

Kreuzsignatur = Gneis, kariert = Buntsandstein, waagerechte Linien = Pleistozän, ohne Signatur = Holozän.

Die punktierte Linie bezeichnet den Verlauf der alten Höllentalbahn von 1887. Die ausgezogene Linie südlich davon ist der heutige Bahnverlauf mit dem Tunnel durch den Lorettoberg.

Die «Hauptverwerfung» trennt das Grundgebirge (Gneis) vom abgesunkenen Buntsandstein.

war. Die scharfe Gleitbahn, die uns zuerst erschien, sie ist nur eine von hunderten, auf die sich die Abgleitung des Gebirges verteilte, wie sich die Verformung eines Buches zwischen die Blätter verteilt» (S. 245).

Cloos reizte es nun, dem Mechanismus eines sich entwickelnden Zerrungsgrabens im Experiment nachzugehen. Um im

Laboratorium auf einem Tisch die natürlichen Verhältnisse künstlich nachzubilden, musste man mit verkleinerten Kräften auch an verkleinerten Stoffen arbeiten. Als geeignetes Material erwies sich ein nasser, feingerührter Tonschlamm, der unter der eigenen Schwere sank und doch Spalten und Verschiebungen zuliess. Die zähflüssige Bewegung der Magmaunterlage lieferten zwei Blechplatten, die an einem Flaschenzug in Stunden nur um Millimeter seitwärts rückten. Am Abend wurde der Apparat eingeschaltet: «Wir liessen ihn ziehen, nach zwei Seiten: Schwarzwald nach rechts, Vogesen nach links, alles im Tischformat. Zum zweiten Male lauerten die wenigen Eingeweihten mit ungeheurer Spannung auf das Ergebnis. Anderen Morgens war ein kleiner Anfang, mittags schon der erste Graben da; noch seicht, aber mit scharfen, schön wie mit dem Messer geschnittenen Rändern, und die zwei Randflächen gingen nach unten zusammen, jede mit einem Gefälle von 50—70 Grad. Am nächsten Tage kamen auch die Begleitstrukturen: alle die seltsamen Einzelschübe und Klein-klüfte des Tunneleingangs, dann die Zone der Schiefer und der gewalzten Linsen. Hätten wir's darauf angelegt, es wäre auf diesen haarfeinen Spältchen auch Quellwasser aufgestiegen und hätte Quarz und Kalkspat abgesetzt. Es war eine Lust zu sehen, wie das Experiment die Natur bestätigte, verdeutlichte und uns darüber hinaus mit einem Strauss von bunten Neuigkeiten beschenkte» (S. 246) Abb. 7.

Wie sich endgültige Lösungen selten auf einmal finden, so kam später noch ein grosser Fortschritt: «Es gelang, denselben Graben mit all seinen natürlich-naturähnlich bezaubernden Feinheiten ganz ohne Zug zu bewerkstelligen, einfach, indem man die künstliche Erdkruste emporwölbte. Durch die Gewölbedehnung entstand auf der Oberseite der Zug von selbst, und überdies hatte man nun die schräge Hochlage der beiden Nachbargebiete, die jeder kennt, der einmal vom Schwarzwald gegen Schwaben oder von den Vogesen gegen das Pariser Becken abgefahren ist. Die Randgebirge waren nicht einfach stehengeblieben, sondern sie waren selbst gestiegen, und irgendeine tiefe vulkanische Ge-

Abb. 7 *Ein «künstliches Gebirge»*

Der tektonische Rheingraben im Experiment.

(aus H. Cloos: «Gespräch mit der Erde», R. Piper & Co. - Verlag, München 1949.)
Abb. in Lit. 6 vor Seite 225

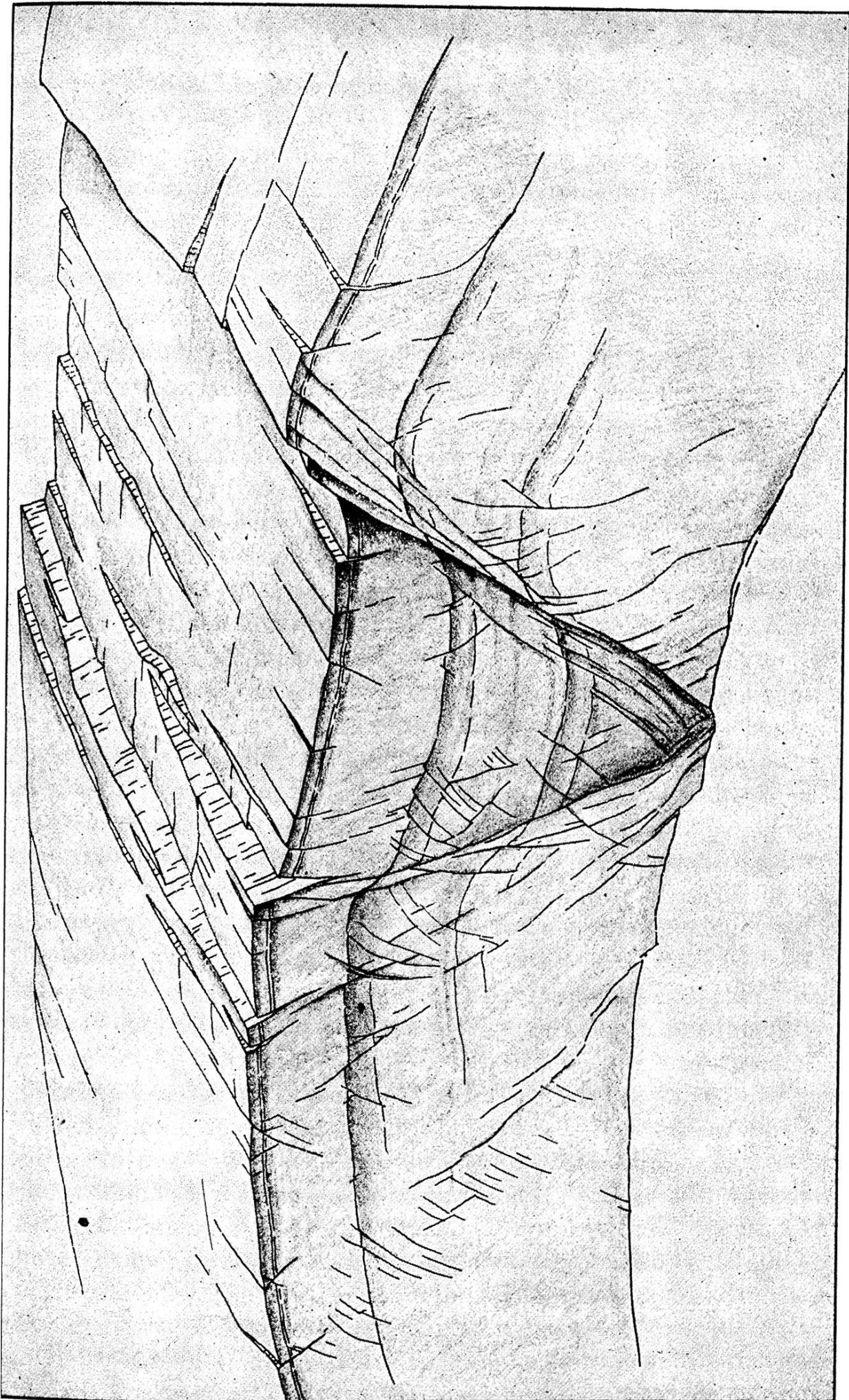


Abb. 7

walt hatte sie aufgetrieben wie eine gewaltige Blase» (S. 246|47). Vgl. auch Lit. 7.

Inzwischen hat man eine ganze Reihe von Zerrungsgräben dem Typ des Rheintalgrabens zuordnen können, angefangen von der Mjösen-Oslo-Senke über den Leinegraben, die Wetterau und dann südlich den Rhônegraben bis zum Mittelmeer; im Osten folgt der gewaltige, an der Erdoberfläche schon nicht mehr überschaubare Grabenbruch des Roten Meeres mit einer fast zehnfachen Längen- und Breitenausdehnung des Rheingrabens. Ebenfalls gehören zu diesem Grabensystem die Jordanspalte mit dem Toten Meer und die weitverzweigten Zentral- und Ostafrikanischen Gräben zu beiden Seiten des Victoriasees.

Die einzelnen Dehnungszonen der Kruste in Europa treten nicht linear angeordnet in Erscheinung, sondern bajonettartig gegeneinander abgesetzt. Alle obengenannten Gräben sind ungefähr gleich alt; es ist bemerkenswert, dass ihre Ausdehnung immer beträchtlicher wird, je mehr wir uns dem Aequator nähern, d. h. der Zone, wo die durch die Erdrotation erzeugten Zentrifugalkräfte ihren höchsten Wert erreichen (am Aequator 463 m|sec.).

Dass sich an Zerrungsgräben leicht Vulkanismus bemerkbar macht, bestätigen die Basalte des Kaiserstuhls nordwestlich von Freiburg i. Br. Der Kaiserstuhl liegt genau an der Stelle, wo der tertiäre Bonndorfer Graben den Rheintalgraben trifft. An dieser Schwächezone drang gegen Ende des Oligozäns der Glutfluss hoch und erstarrte noch unter der Erdoberfläche. Erst im Miozän kam es zum Durchbruch und zu grossflächigen Lavaströmen.

Was alle wissenschaftlichen Institute zu beiden Seiten des Rheins zusammengenommen finanziell niemals hätten leisten können, das vollbrachte die Erdölindustrie. Seit 1903 wurden allein in der nördlichen Hälfte des Rheingrabens, etwa zwischen Gross-Gerau (bei Darmstadt) und Rastatt, von einem halben Dutzend Gesellschaften mehr als 900 Tiefbohrungen niedergebracht, so dass wir genaue Karten über die Mächtigkeit und die Lagerung der tertiären Füllung des Rheingrabens besitzen (Lit. 8). Die Störungslinien, die am Grabenrand so eindrucksvoll sichtbar sind, setzen sich unter den Alluvionen (Holozän) der Grabenebene fort, wenn auch nicht mit den grossen Sprunghöhen der Randzonen. Bis zu hundert Verwerfungen liessen sich im Grabenquerschnitt nachweisen. «Wie ein Sturzacker unter einer

tiefen Schneedecke liegen die zerstückelten Schollen verborgen» (Lit. 44). Vgl. auch Abb. 5.

b) *Der Schweizerische Faltenjura*

Nur wenige Kilometer südwestlich und südlich von Basel stellt sich ein äusserstes Bogenpaar des Faltenjuras dem Rhein graben entgegen: der Bürgerwald von Ferrette (lat. Castrum Ferretum; dtsch. Pfirt); östlich davon «le Landskronberg| Chöpfli» und dahinter die über 800 m hohe, eindrucksvolle Kette des «Blauen».

E. Suess (Lit. 41) nannte den Schweizerischen Faltenjura «das Muster eines durch einseitige Bewegung erzeugten und durch Stauung an fremden Massen festgehaltenen Gebirges»; J. Früh (Lit. 9) sprach vom Schweizer Kettenjura als dem nach bisherigen Kenntnissen schönsten und am klarsten erhaltenen offenen Faltensystem auf der ganzen Erde.

Als die Entwicklung des Schweizer Faltenjuras im Pliozän begann, wurden die Falten im Westen gegen das französische Zentralplateau, im Norden gegen das Vogesen-Schwarzwald massiv gepresst. Trotz der vorwiegend offenen Faltung fehlt es nicht an tektonischen Störungen, an Ueberschiebungen, Falten verwerfungen und Brüchen.

Wie sich einem geologisch geschulten Auge Vogesen, Rhein graben, Schwarzwald und Faltenjura darstellen, ohne Humus und Vegetationsdecke, also «ohne Haut und Haar», zeigt Abb. 8. Man blickt auf die Freiburger Bucht in der hellen Rheinebene. Zu beiden Seiten erkennt man die abgesunkenen Vorberge des Schwarzwaldes und mitten in der Ebene den erloschenen Kaiser stuhlvulkan. Von rechts kommen die «Wellen» des Faltenjuras Im Hintergrund verliert sich ein langer Rücken in der absinkenden Lägernkette. (Vergleiche Abb. 4 — Faltenjura.) Bei Basel erkennt man die Triaslandstufen des Dinkelbergs. Rechts hinten sind die Alpen angedeutet, und von rechts nach links folgen die Hegau-Vulkanreste von Hohentwiel, Hohenstoffeln und Hohen höwen. Sowohl im Vordergrund als auch jenseits der Rhein ebene im hohen Schwarzwald treten deutlich die freigelegten Kerne des Grundgebirges hervor. Beim Vogesenrand auf den

Beschauer zu, beim Schwarzwald bogenförmig nach hinten, folgen die Landstufen des mesozoischen Deckgebirges.

Was die Mechanik der Jurafaltung betrifft, so dürfte das letzte Wort noch nicht gesprochen sein. Es scheint, dass die südlichen Ausläufer der tektonischen Linien des Rheintalgrabens Bedingungen geschaffen haben, denen sich die Jurafaltung anpassen musste. Es ist darauf hingewiesen worden, dass bei keinem der Eisenbahndurchstiche im Faltenjura die untersten Triasschichten, nämlich unterer Muschelkalk (Wellenkalk) und Buntsandstein, anzutreffen waren. Man nimmt an, dass die Jurafaltung nur die «Sedimenthaut» über dem Mittleren Muschelkalk — das Salzgebirge — abgesichert habe, so dass nur die oberen Schichten um 5 bis 15 km von SE nach NW bewegt und selbständig aufgefaltet wurden. Leider fehlen hier die hilfreichen Tiefbohrungen der Industrie, wie sie den Geologen im Rheintal so nützlich gewesen sind (Lit. 27 und 28).

Vor allem zwischen Neuchâtel und Aarau finden wir in den Längstälern des Faltenjuras neben den Sedimenten des Chatt (Oberoligozän) auch die Ablagerungen anderer Molassestufen bis zum Pleistozän und Holozän. (Vergleiche Abb. 9, Tabelle: Tertiär nördlich der Alpen.)

c) *Der Molasse-Trog*

Wenn wir hier die Schweizerische Molasse (lat. molere = zermahlen) von den sich nach SE hin anschliessenden Alpen getrennt besprechen, dann geschieht dies — wenigstens für die ausseralpine Molasse — nur im unbefangenen Blick auf das äussere Erscheinungsbild der Landschaft. Es ist ja bekannt, dass die mächtige subalpine (oder aufgeschobene) Molasse im Gegensatz zur ausseralpinen an kräftigen Hebungs- und Aufschiebungsvorgängen beteiligt war und es zweifellos auch noch ist. Da passen dann Molassegebirgsstücke wie Rigi (1798 m), Rossberg

Abb. 8 «Die Südwestecke von Deutschland, wie sie der Geologe sieht»
 (aus H. Cloos: «Gespräch mit der Erde», R. Piper & Co. - Verlag, München 1949.)
 Lit. 6. Nach Seite 224.

F = Lage von Freiburg i. Br. (Bildmitte). Erläuterungen im Text.

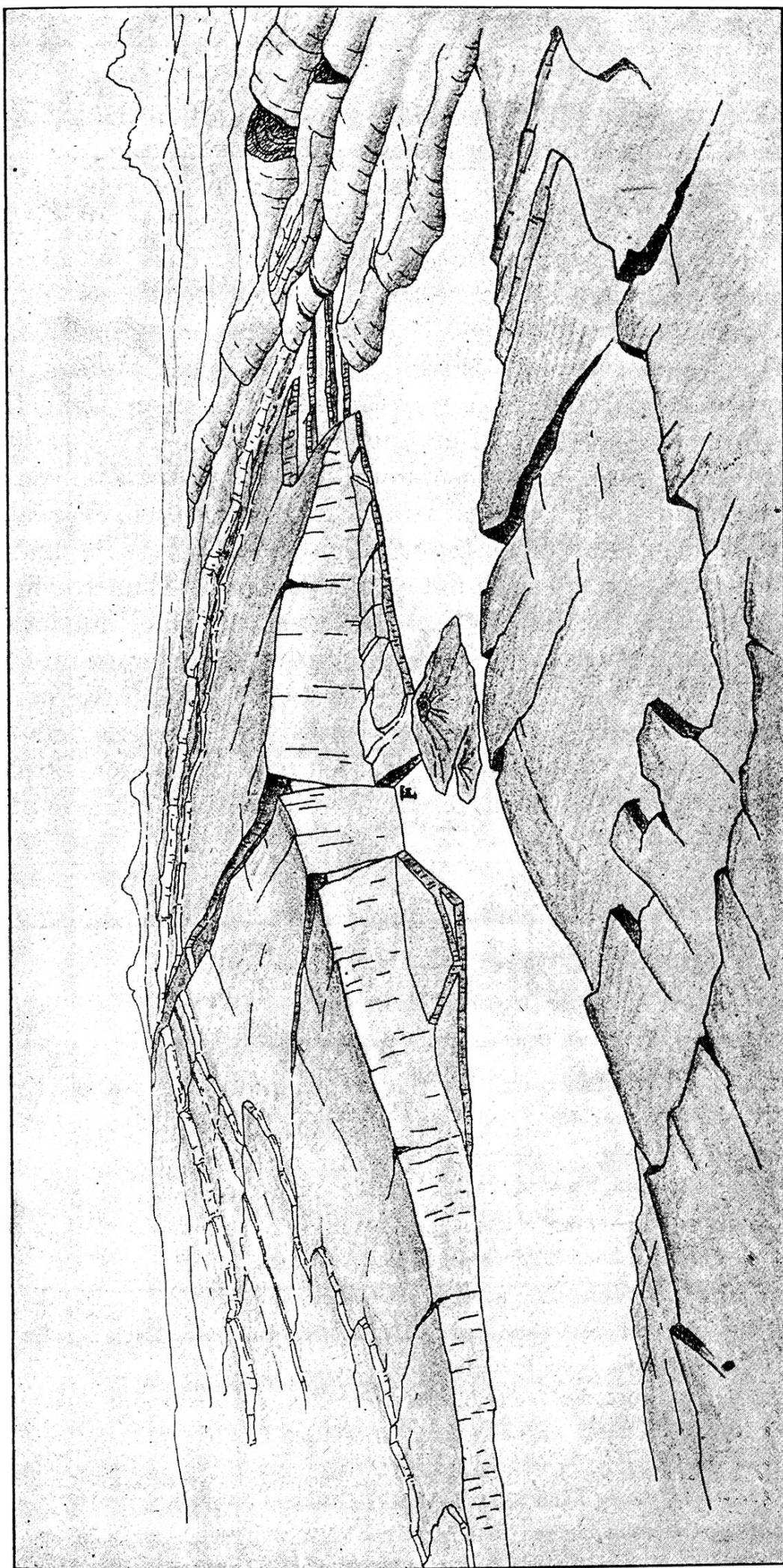


Abb. 8

(1580 m), Speer (1950 m) und Kronberg (1663 m) nicht mehr so recht in das Bild einer grossen Sedimentationsmulde (Vergleiche Abb. 4). Wir sehen, dass die den Alpen am nächsten gelegene subalpine Molasse bereits den Habitus von «Voralpen» erreicht hat. Nur ihre Substanz beweist uns, dass sie aus dem zermahlenen Schutt der frühesten alpinen Orogenese stammt.

Mindestens bis zur Linie Delémont—Zurzach—Schaffhausen—Sigmaringen, wo ungefähr die Grenze zwischen alpiner, polygener (d. h. Herkunft von *verschiedenen* Gesteinen) Nagelfluh und Juranagelfluh (d. h. Herkunft vom Jura im NW) verläuft, ist der Molassetrog auch das Sammelgebiet der Abtragungen von Schwarzwald und Schwäbischen Tafeljura gewesen. Vor allem zwischen dem Mitteloligozän und dem Obermiozän näherten und überlagerten sich teilweise die stattlichen Geröllschuttströme von beiden Seiten. Die über 100 m mächtige Juranagelfluh im NW beweist die Hebung bzw. Emporkippung von Schwarzwald und Alb. (Fluh = Felsen; «Nagel» wegen der nagelkopfartig herausstehenden härteren Gerölle. Das französische «poudingues» und das italienische «puddinghe» werden eigentlich der Struktur dieses Konglomerats nicht gerecht: ein «Pudding» ist eine *glatte*

Abb. 9 *Tertiär nördlich der Alpen*

Pliozän — $\pi\lambda\varepsilon\iota\sigma\nu$ = mehr, $\kappa\alpha\nu\sigma\zeta$ = neu;

Miozän — $\mu\varepsilon\iota\omega\nu$ = weniger, $\kappa\alpha\nu\sigma\zeta$ = neu;

Oligozän — $\delta\lambda\gamma\sigma\nu$ = fast, beinahe, kaum etwas, $\kappa\alpha\nu\sigma\zeta$ = neu;

Eozän — $\xi\omega\zeta$ = Morgenröte (der Neuzeit);

Paläozän — $\pi\alpha\lambda\alpha\iota\sigma\zeta$ = alt (das Alte der Neuzeit);

Asti — Stadt in der ital. Provinz Alessandria;

Piacentin — Piacenza, Stadt am Po;

Pont — Pontus = Schwarzes Meer;

Sarmat — Sarmatia, Land nördlich des Schwarzen Meeres;

Torton — Tortona, Stadt 55 km nördlich von Genua;

Helvet — die Helveter bewohnten zur Römerzeit einen Teil des belgischen Gallien;

Burdigal — Burdigala, heute Bordeaux;

Aquitan — Aquitanien, der Teil Galliens zwischen Pyrenäen und Loire;

Chatt — die Chatti waren ein Volksstamm im heutigen Hessen;

Rupel — Nebenfluss der Schelde in Belgien;

Lattdorf — im früheren Land Sachsen-Anhalt (DDR);

Sannoisin — Unteroligozän von Sannois, 12 km NNW von Paris.

Tertiär nördlich der Alpen

Epoch	Stufe	Molasse-Meere	Beginn vor mill. Jahren
Pliozän	Oberpliozän Asti		
	Mittelpliozän Piacentin		
	Unterpliozän Pont		11
Miozän	Obermiozän Sarmat	Obere Süßwasser- Molasse (OSM)	
	Mittelmiozän Torton		
	Untermiozän Helvet	Obere Meeres- Molasse (OMM)	
Oligozän	Burdigal		
	Aquitan	Untere Süßwas- ser Molasse (USM)	26
	Chatt		
Eozän & Paläozän	Mitteloligozän Rupel	Untere Meeres- Molasse (UMM)	
	Unteroligozän Lattdorf (in Frankreich: Sannoisien)		30
Eozän und Paläozän haben zusammen etwa die halbe Dauer von Oligozän plus Miozän plus Pliozän			
			ca. 60

(Die Zuteilung des Burdigals schwankt noch: oberes Untermiozän od. unt. Mittelmiozän)

Mehlspeise; höchstens der englische «plumpudding» mit Rosinen käme als Vergleich in Frage.) Am Alpenrand kann die Nagelfluh eine Mächtigkeit von 3000 m erreichen. Beckeneinwärts gehen die Gerölllagen in Sande über.

Wie man aus Abb. 9 ersehen kann, wechselten im Gebiet der Molasse zweimal marine Phasen mit brackischen und schliesslich Süsswasserablagerungen. Die Meereseinbrüche dauerten Jahr-millionen und beschränkten sich keineswegs auf das Gebiet, welches auf Abb. 4 mit «Molasse» bezeichnet ist. So reichte z. B. das Nordwest-Ufer des Burdigalmeeres (OMM) weit nach Norden, und noch heute ist auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb die etwa 200 km lange und 40 bis 80 m hohe Klifflinie seiner Brandungsküste im Weissjura deutlich zu verfolgen. Das unter-miozäne Meer stand am Randen, und dort finden wir auf den Höhen Gerölle, Schalen von Muscheln, Austern, Schnecken und spitze Haifischzähne. Letztere, die einzigen haltbaren Reste dieser Knorpelfische, trifft man auch in Riedern am Sand, und zwar am «Kätzler», dem Randberg der Tafeljurastufe in 560 m über NN (Normal-Null), wo sie in den honiggelben Sanden und Kiesen eingebettet sind.

Seit dem Burdigal hat sich die Landstufe des Jura (Schwäbische Alb), von Südwesten nach Nordosten abnehmend, um einige hundert Meter gehoben. — Was das Gebirge betrifft, welches sich am Südrand des mitteltertiären Molassemeeres erhob und langsam aufstieg — heute nennen wir es die Alpen — so sah es damals ganz anders aus: es hatte weder Schroffen und Zacken, noch Firne und Schneefelder; es war ein Mittelgebirge, das aber bald im Begriffe stand, ein Hochgebirge zu werden.

d) *Die eigentlichen Alpen*

Obwohl sich unsere Untersuchungen auf diesen vierten Abschnitt nicht erstrecken werden, müssen wir doch auf diesen Komplex ein wenig eingehen, der ganz entschieden mehr ist als nur ein «Rahmen», der unser Bild begrenzt.

Wir betonten schon die gegenseitige Bedingtheit von Alpen-hebung und Senkung der sich ständig mehrenden Schuttmassen im Molassetrog. Nun ist aber diese Alpenhebung keine einfache

Aufwölbung, sondern das Ergebnis eines phasenhaften, d. h. in der Intensität der Bewegungen sehr unterschiedlichen Pressungsvorganges, eines gewaltigen, von Süden her wirkenden Schubes, der gegen Ende der Kreidezeit begann und — wie wir noch sehen werden — heute noch nicht abgeklungen ist.

Zwar bezeichnen wir auch die Alpen als Faltengebirge; da wir aber den Schweizerischen Jura — im Unterschied zum Tafeljura der Schwäbischen Alb — Faltenjura nennen, müssen wir das jurassische «reine Faltengebirge» (offene Falten) dem doch ganz anderen «alpinotypen Faltengebirge» gegenüberstellen, wo die aufgelagerten und ineinandergeknneteten Deckenfalten deutlich machen, dass hier nicht nur weit grössere Pressungen erfolgten, sondern dass sich diese Vorgänge keinesfalls an der Erdoberfläche, sondern in der Tiefe vollzogen haben müssen. (An der Erdoberfläche wäre das spröde Gestein nicht gefaltet, sondern zerrieben worden.) Die Faltungen, wie wir sie z. B. an den glazial geschliffenen Trogwänden des Urner Sees vom Schiff aus in den Kreidefelsen beobachten, konnten nur entstehen, wenn in damals tieferen Schichten der Kruste — die heute emporgehoben sind — ein gewaltiger Druck die Gesteine völlig plastisch werden liess. Schon bei einer Tiefe von 2000 m steigt nämlich der Belastungsdruck auf über 500 Atmosphären, bei 6000 m Tiefe auf 1600 Atmosphären. Der anfangs einseitige Druck wird rasch zu einem allseitigen.

Jedes geologisch-tektonische Querprofil durch die Alpen zeigt in den «Luftsätteln» der Faltungen und Ueberschiebungen die grosse Mächtigkeit der Gesteinspakete, die seit dem Beginn der Gebirgsbildung bereits der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Dem unbefangenen Beschauer der Hochgebirgswelt kommt es nicht zum Bewusstsein, dass diese Herrlichkeiten, die ihn faszinieren und begeistern, eben doch nichts anderes sind als Ruinen. Aber auch das Wissen um die Vergänglichkeit und den ständigen Wandel dieser Natur, die gemessen an der Dauer unserer eigenen Existenz so unveränderlich erscheint, ist keine geringe Einsicht.

II

EINZELHEITEN

«In der menschlichen Natur» so meint Goethe, «liegt ein heftiges Verlangen, zu allem, was wir sehen, Worte zu finden». Damit begründete er seine Beschreibung des Wasserfalls von Schaffhausen, jenes Naturphänomens, «das noch oft gemalt und beschrieben werden wird, und das jeden Beschauer in Erstaunen setzt» (Lit. 10). In unmittelbarer Nähe der stürzenden Wasser fühlte er wohl, «dass man keinen Kampf mit diesem Ungeheuer würde bestehen können».

Am 17. September 1797 kam Goethe nach Schaffhausen und übernachtete im Gasthof zur Krone. Am folgenden Morgen um $\frac{1}{2}7$ fuhr er über Uhwiesen nach Schloss Laufen, machte die Ueberfahrt nach Schlösschen Wörth und liess sich um 10 Uhr bei schönem Sonnenschein wieder zurückrudern. Nachmittags um 3 Uhr unternahm er einen zweiten Ausflug zum Rheinfall, diesmal entlang dem rechten Rheinufer. Bis zum sinkenden Abend betrachtete er erneut das Fallen der Wasser und den Wechsel der Farben und Schatten.

Als «wunderbarstes Phänomen» erschienen ihm die Felsen, «welche sich inmitten des Rheinfalls so lange erhalten haben, da sie doch wahrscheinlich von derselben Gebirgsart sind». Goethe war ein tüchtiger Geologe und Mineraloge, und er hatte recht mit seiner Vermutung: sowohl die Klippen als auch die beiden Felsenufer bestehen aus Weissjurakalk (Malm ε Schwammfazies). Was aber Goethe nicht wissen konnte, war dies, dass der Rhein

nach den mächtigen Aufschüttungen des Rheingletschers der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit) nicht mehr überall sein altes Bett finden konnte. Die End- und Grundmoränen des Würm-Glazials hatten in ihrem Bereich nicht nur alle Flussrinnen zugeschüttet, sondern das ganze Landschaftsbild verändert (Abb. 10).

Nach dem Rückzug der Würmvereisung war natürlich nicht sofort an der heutigen Stelle ein Wasserfall zu sehen. Sehr schön vergegenwärtigt die damaligen Verhältnisse das grosse Gemälde von H. MEYER-BUEHRER im ersten Saal des Schaffhauser Allerheiligenmuseums: im harten Kalk entwickelte sich zunächst eine Zone von Stromschnellen, die übrigens die Stelle bezeichnen, wo die Schmelzwasser des jungen Rheins das mit Glazialschutt bedeckte Flussbett eines vor-würmeiszeitlichen Rheins erreichten (Lit. 19). In Abb. 11 sieht man, wie der rezente Rhein den auf Grund von Bohrungsergebnissen festgestellten alten Lauf im heutigen Wasserfall nahezu senkrecht trifft. Die Stelle des Falles ist nichts anderes als die harte widerständige linke Talfelswand des alten Rheinlaufs (Lit. 11). Unterhalb der Stromschnellen und des Absturzes wurden die lockeren Massen des alten Bettens leicht ausgeräumt. Je mehr dies geschah, desto rascher wurde aus dem Katarakt ein Wasserfall. Die rückschreitende Erosion ist bis heute relativ gering; die gegenwärtige Fallkante liegt etwa 25 m hinter der alten Talwand.

1. *Die Rheinauer Doppelschleife*

Bei der Rückfahrt vom Schlösschen Wörth nach Laufen kam Goethe deutlich der Gegensatz zu Bewusstsein: links die erregende Atmosphäre des Rheinfalls, rechts, «wo man den Fluss nach dem Falle hinabgleiten sieht», da ist er «ruhig, seicht und unbedeutend» (Lit. 10, S. 162).

In der Tat, schon nach der zweiten Biegung gibt es in dieser Flusslandschaft — noch heute ein kleines Paradies für allerlei Getier — nichts Lautes mehr. Aber «unbedeutend»? Gewiss nicht vom Standpunkt des Geologen und des Geographen. Wenn diesem Flusstal auch alles allzu Augenfällige fehlt, so zeigt es doch bald, dass es voller interessanter Probleme steckt, dass es Fragen stellt, die zu beantworten seine ganze jüngste Entwicklungs geschichte berührt.

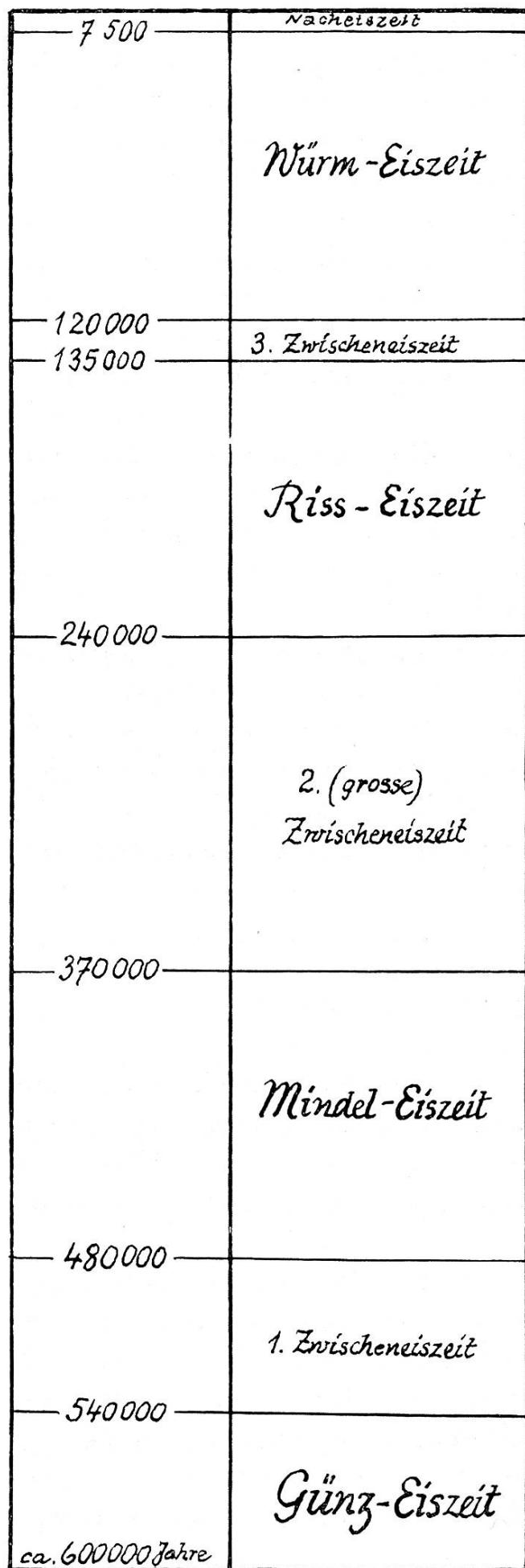


Abb. 10 *Glazial- und Interglazialzeiten des Pleistozäns*

Die Abstände der Querlinien entsprechen der Zeitdauer. Die Zahlen sind Näherungswerte, die ausserdem auch noch mit der geographischen Ortslage variieren.

Einteilung nach Penck-Brückner: «Die Alpen im Eiszeitalter». Leipzig 1901.

Die Namen der Eiszeiten nach Flüssen des Alpenvorlandes.

Bevor wir uns jetzt mit dem Gebiet der Rheinauer Doppelschleife befassen, ist vielleicht noch eine Bemerkung angebracht. Wenn am Anfang eines Studiums, vor dem eigentlichen Beginn der Untersuchungen, eine mehr oder weniger vage Vorstellung stände, die man dann nachträglich mit Beweisen zu begründen sucht, so wäre das an sich nicht unberechtigt. Es ist durchaus möglich, dass dem Zusammentragen der Beweisbelege eine intuitive Schau vorausgehen kann. Die Wissenschaft ist keineswegs ein Feind der Phantasie; im Gegenteil. Aber ein solches Verfahren mag leicht in den Verdacht *nachträglicher* Scheinbegründungen geraten, die nur den Zweck haben, die anfängliche Hypothese zu stützen. Sehr treffend nannte Sigmund Freud diese nachträgliche verstandesmässige Rechtfertigung eines Verhaltens Rationalisierung. Goethe formulierte diesen uns so vertrauten Komplex poetisch auf diese Weise: «Wer Recht behalten will und hat nur eine Zunge, behält's gewiss» (Faust I: Strasse). — Jedenfalls werden unsere Untersuchungen in der Landschaft beginnen und nicht am Schreibtisch. Dies tut weder der Intuition Abbruch noch der Notwendigkeit geduldigen Messens, Rechnens und Zeichnens über Karten und Plänen.

Ein Landwirt sieht in einer Landschaft andere Dinge als ein Forstmann, dieser wieder andere als ein Generalstäbler oder ein Geologe, aber alle, meint der letztere, müssten sich doch darüber wundern, dass der Rhein zwischen dem Rheinfall und der Thurmündung einen solch gewundenen Lauf nimmt, eine Doppelschlinge, die seine Länge fast genau auf das Zweifache des direkten Weges ausdehnt. («Direkt» meint hier natürlich nicht eine mit dem Lineal gezogene Gerade zwischen zwei Punkten, sondern einen Flusslauf einschliesslich normaler, flacher Pendelschleifen.)

Solche Mäander¹ bilden sich doch nur, wenn das Gefälle eines Flusses stark herabgesetzt wird, sei es durch eigene starke Aufschüttungen unmittelbar vor seiner Mündung ins Meer oder in einen See, sei es durch einen natürlichen oder künstlichen Stau dicht unterhalb der Schleifen.

¹ nach dem kleinasiatischen Fluss *Μαλαδος*, ca. 50 km östlich der Insel Samos, der vor seiner Mündung in die Aegäis zahlreiche Flussschlingen bildet. Heutiger Name: Menderes (Böyük).

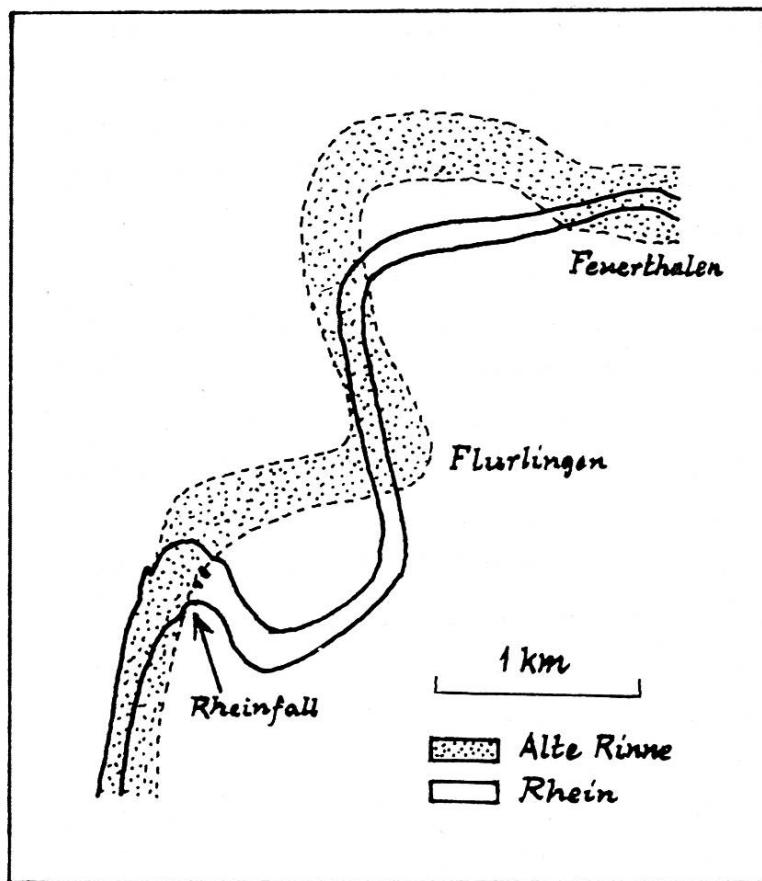


Abb. 11 *Der Rhein unterhalb von Schaffhausen und sein altes Bett* (Nach Jakob Hübscher: Lit. 19)

Schauen wir uns jedoch die Gefällskurve des Rheins genauer an — natürlich eine, die *vor* der Errichtung des Kraftwerks Rheinau und der beiden Hilfswehre in den Jahren 1952—56 vermessen worden ist — dann finden wir nicht den geringsten Hinweis darauf, dass am Ende der Doppelschleifen irgendeine geologisch oder morphologisch bestimmbarer Kraft einen solchen Stau bewirkt haben könnte. Nicht einmal das Anschwemmungsmaterial der Thur, selbst wenn ihre Mündung ein paar Kilometer weiter nördlich läge, wäre imstande, solch kräftige Mäander zu verursachen, wie wir sie bei Rheinau vor uns haben.

Es ist leicht zu sehen, dass es sich bei der Beantwortung dieser Frage um kein Gegenwartsproblem handeln kann; sie liegt in der geologischen Vergangenheit. Mit Sicherheit stand einmal der Rheinauer Rhein unter dem Gesetz, das eine Mäanderbildung bewirkt. Alles spricht dafür, dass wir diesen Zeitpunkt sehr früh ansetzen müssen, nämlich nahe am Beginn des Eisrückzuges von der maximalen Ausdehnung des Rheingletschers in der Würm-Eiszeit. Die Abb. 12 zeigt die Lage der Endmoränen (Stirnmoränen). Zwischen diesen und dem nach Osten zurückweichenden

Eisrand fand zweifellos der junge Rhein nicht mehr seinen früheren Abfluss zum Rafzerfeld, sondern blieb noch ein gutes Stück in der Nähe des Eisrandes, floss also nach Süden.

Wenn man sich vergegenwärtigt, was für ein Gelände ein riesiger Gletscher zurücklässt, wenn er sich phasenhaft von der Linie seiner maximalen Ausdehnung zurückzieht, dann kann man sich vorstellen, wie es zwischen dem hoch aufgetürmten Gesteinschutt der Endmoränen und dem sich zurückziehenden Eisrand ausgesehen haben muss: zwischen langgestreckten, flachgewölbten Grundmoränenhügeln (Drumlins¹), die noch unter dem Eis entstanden waren und nun in der ehemaligen Strömungsrichtung des Eises frei lagen, bedeckte ein Netz zahlreicher Schmelzwasserläufe mit kleineren und grösseren Seen das «postglaziale» Neuland. Wir dürfen wohl annehmen, dass die heutige Rheinauer Doppelschleife dieser frühen Zeit ihre Entstehung verdankt. Damals gab es genügend Möglichkeiten, dass auch ein kräftiger Strom durch die wie ein Wehr wirkenden Grundmoränenwälle zum Mäandrieren gezwungen wurde.

Wie immer dieser Stau auch ausgesehen haben mag, es ist nicht ausgeschlossen, dass die Reste von Drumlins zwischen der heutigen Rheinauer Doppelschleife und der Thurmündung die Zeugen seiner ehemaligen Existenz sind. Nördlich und südlich davon fehlen sie fast völlig.

Wenn wir von den Flussmäandern in der Ebene ausgehen, den sogenannten «Wiesenmäandern», so ist uns geläufig, dass sie durch die Verlegung des normalerweise in der Mitte liegenden Stromstrichs in den *Flussbiegungen* die Tendenz haben, den Stromstrich an das *Aussenufer* zu verlegen. Sobald nun ein Fluss gezwungen ist, sein gesamtes Bett einzuschneiden, sei es z. B., dass sich eine flussabwärts liegende Erosionsbasis senkt, sei es, dass oberhalb der Mäanderzone eine Hebung einsetzt, dann werden sich auch die Schleifen des Flusses in das Gelände einsenken. Dann entsteht das Bild unserer heutigen Rheinauer Doppelschleife mit ihren *eingesunkenen Mäandern*. Es ist leicht verständlich, dass die Kräfte, die einstmals zur Mäanderbildung Anlass gaben, heute nicht mehr im gleichen Masse wirksam zu sein

¹ Drumlin (keltisch-englisch)

brauchen; die Einsenkung konserviert die ursprüngliche Form, so dass auch bei den grössten Hochwassern der Fluss nicht mehr seine Laufrinne verlassen und ausbiegen kann. Nun wird sich aber zunehmend stärker die Verlagerung des Stromstrichs an den Aussenwänden der Bögen auswirken. Dort entstehen die steilen *Prallhänge*, genau gegenüber, wo die Strömung sehr gering ist, die sanften Böschungen der *Gleithänge*. — Die Auskerbung des Prallhangs wird sich so lange fortsetzen, bis das Tal der nachfolgenden Mäanderschleife erreicht ist. Eines Tages, bei einem ausnehmend kräftigen Hochwasser erfolgt schliesslich der Durchbruch, und die alte Mäanderschleife bleibt als «Altwasser» zurück, das nach und nach völlig verlanden wird.

Wer nun — sozusagen als Krönung seiner Einsichten in die Mechanik einer grossartigen Mäanderlandschaft — zum Rheinauer Friedhof auf die Höhe des «Chorb» hinaufsteigt, sich zur Mauerbrüstung wendet, die den Blick nach Südosten freigibt, wo man die Gipfel von Säntis, Churfürsten und Glärnisch begrüßt, der wird dann bald, nachdem er die Ferne genossen hat, von der Nähe angezogen werden, vor allem von den schönbetürmten Bauten der ehemaligen Klosterinsel im Rhein, die dem Auge wie ein Spielzeug erscheinen; er wird seine Freude haben an dem eleganten Schwung des steilen Prallhangs unter sich, dessen wohlgeordnete Rebstöcke wirklich die Innenseite eines Korbes vortäuschen, und dann wird er vielleicht doch plötzlich ein wenig erschrecken: wo ist denn der Rhein, der doch dicht am Fusse dieses 40 m hohen Prallhangs, ihn ständig unterspülend, fliessen müsste? Liegt da nicht zwischen Steile und Fluss eine ganz ansehnliche Verebnung mit Häusern und Obstbäumen, die mehr einem sanften Gleithang ähnelt als einem Prallhang, an dessen Fuss der Rhein ständig erodierend arbeitet?

Warum ist das so?

Man sieht: die «Warum-Fragen» sind nicht nur bezeichnend für ein bestimmtes Kindesalter, durch die Erwachsene an den Rand der Verzweiflung gebracht werden, sie gehören ebenso zur

Abb. 12 *Der Rhein zwischen Schaffhausen und Tössmündung*

Punktiert im Mündungsgebiet der Thur: Thurmündung nach Blatt III der Dufour-Karte von 1849 1 : 100 000. Alte Mäander und Korrektur der Thur (Lit. 50). Drum-lins nach HANTKE (Lit. 52) — Erläuterungen im Text.

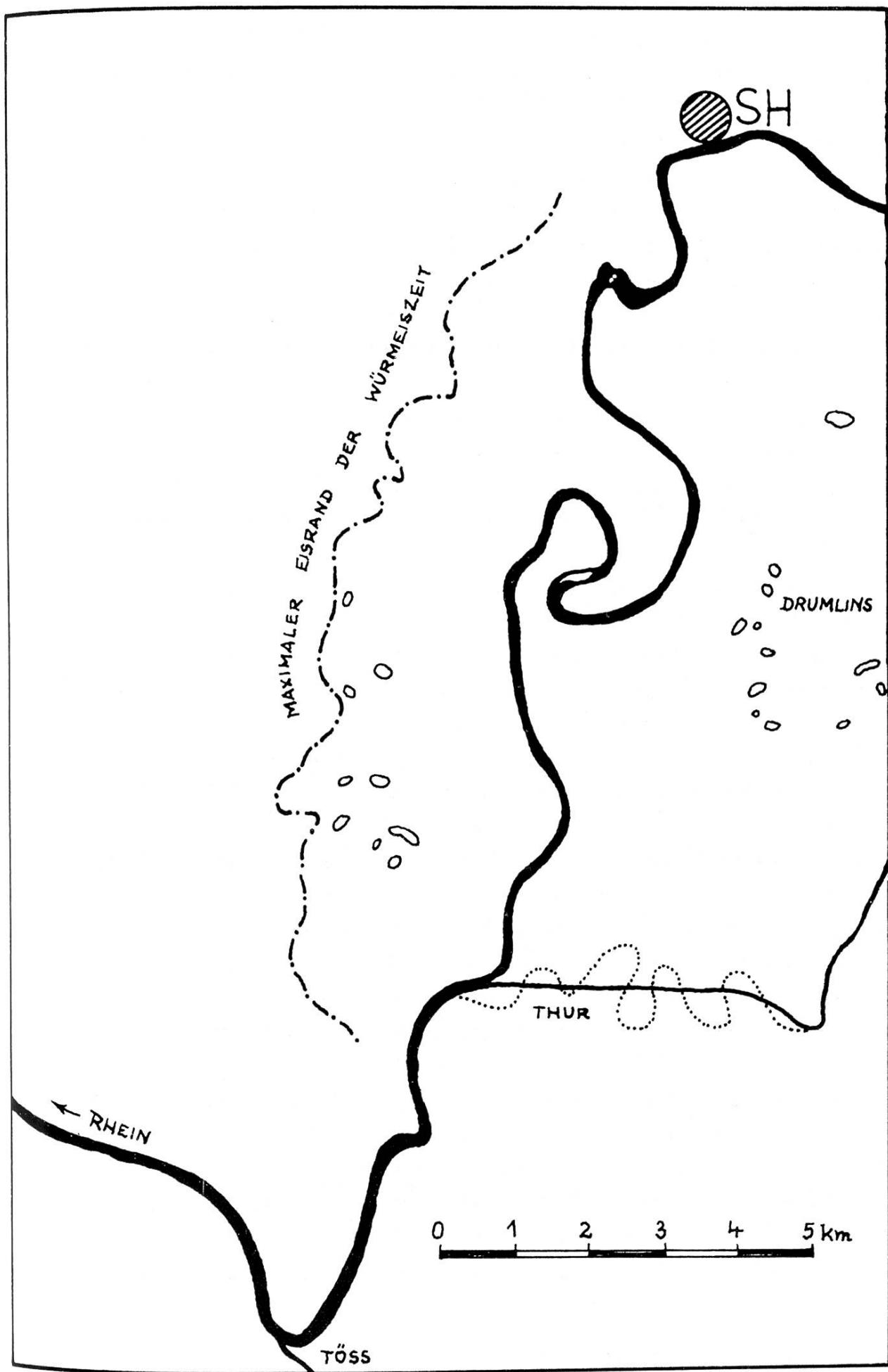


Abb. 12

unbezähmbaren Neugierde der Naturwissenschaftler, die überall die ursächlichen Zusammenhänge ergründen möchten. Ein wenig spricht es für diese Menschengattung, dass sie mit solchen Fragen nicht andere belästigen; sie stellen sie an sich selbst.

Dass sich die Rheinauer Mäander ganz offensichtlich *nicht* so verhalten, wie wir es erwarten sollten, muss natürlich seinen Grund haben. Es gibt verschiedene Wege, die wir einschlagen können, um das Problem anzugehen.

Beginnen wir zunächst damit, uns mit dem *Gefälle* des Rheins zu befassen (Vgl. Abb. 13). Wir benutzen die Unterlagen des Regierungspräsidiums Südbaden in Freiburg i. Br., welche von Flusskilometer zu Flusskilometer die jeweiligen Höhenwerte des Wasserspiegels angeben (Lit. 35).

Hier eine kleine Zwischenbemerkung. Bei Messdaten von 1000 zu 1000 m Längenabstand kann es vorkommen, dass ein Gefällsbruch, wenn er ungefähr in der Mitte einer 1000 m-Distanz liegt, gar nicht recht als solcher in Erscheinung tritt; dann setzt sich das Gefälle zwischen den Flusskilometern a und $a+1$ zu ungefähr gleichen Teilen aus deutlich schwächerem und deutlich stärkerem Gefälle zusammen. Das — vielleicht sehr interessante — Differenzgefälle verschwindet dann in einem ziemlich nichtssagenden Mittelwert. Da im Gebiet der Rheinauer Doppelschleife Spezialunterlagen zur Verfügung standen (Lit. 53), erschien es an einer einzigen Stelle zweckmäßig zu sein, den beachtlichen Gefällsbruch, der sich zwischen Flusskilometer 53 und 55 befindet, genauer zu fassen; er liegt (durch Aufteilung im Bereich des Flusskilometers 54|55) bei Kilometer 54,450.

Während zwischen km 48 (Rheinfall Unterwasser) und km 54,450 der Rhein einer prä-würmglazialen Rinne folgt, wo er sich in die Schotter der Niederterrasse eingeschnitten hat, erodiert er bei km 54,450 in den relativ harten Gesteinen der tertiären Unteren Süßwassermolasse. (Vgl. Lit. 52), Abb. 9 und Abb. 13. Dieses natürliche, gesteinsbedingte «Wehr», das oberhalb das Gefälle herabsetzt und es unterhalb vergrössert, machte dem Rhein bereits in den letzten 30 m der Eintiefung zu schaffen, denn um diesen Betrag wurde das Tertiär schon abgetragen. Wir dürfen wohl annehmen, dass die gesamte Rheinauer Doppel-

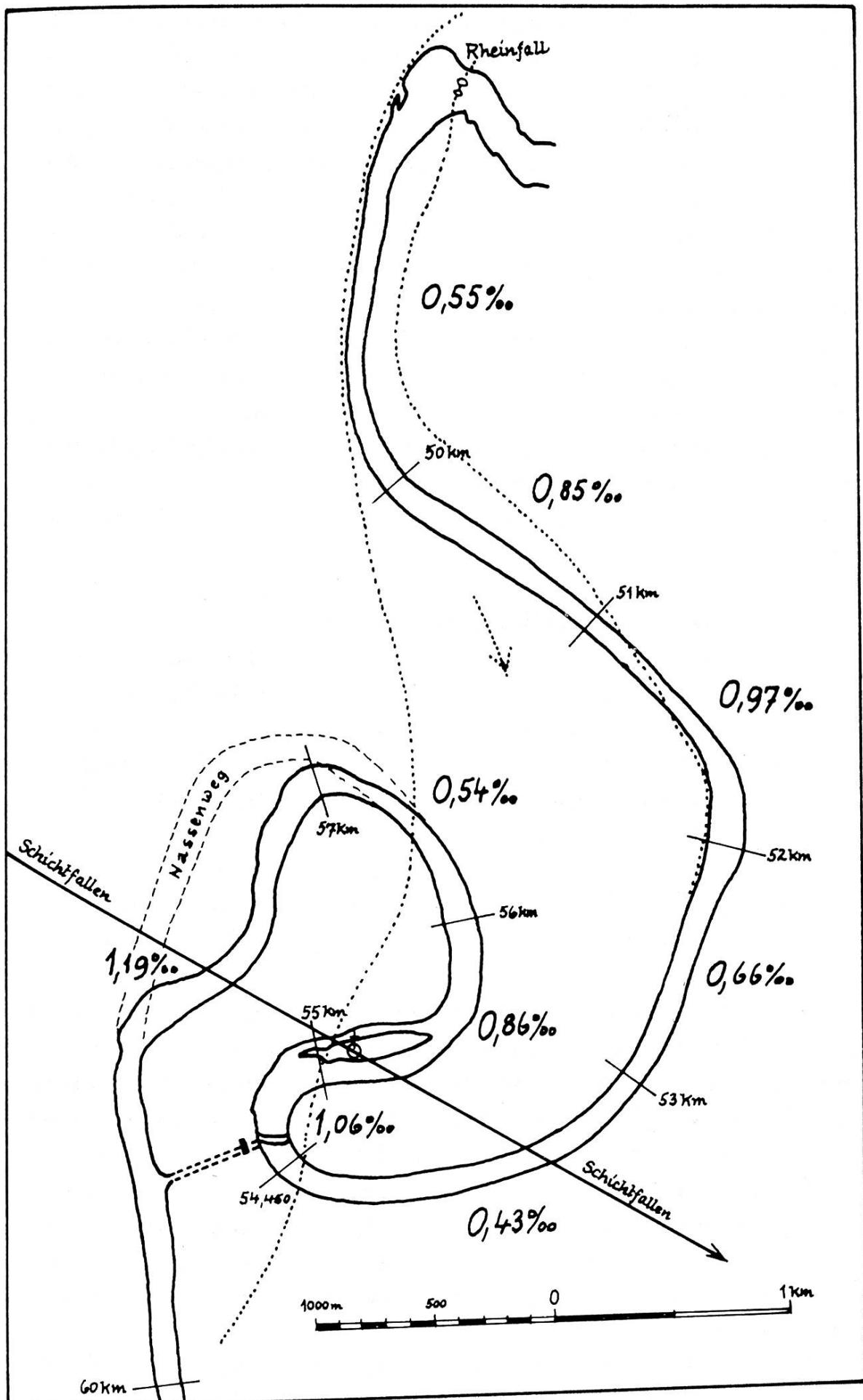


Abb. 13

schleife zur Zeit ihrer Entstehung *nur* in den Schottern floss und diesem gleichartigen Untergrund (ohne jegliche Felsbarrieren) ihre ursprünglich idealen und harmonischen Formen verdankt. Noch in einem Niveau, das heute 46 m über dem Rheinspiegel liegt, verlief der letzte, voll ausschwingende Mäanderbogen über die heutige Terrasse «Nassenweg» (Abb. 13). Die Abdrängung nach Südosten war bereits vollzogen, bevor dort der Fluss — wie heute — ebenfalls auf die Untere Süsswassermolasse (USM) gestossen war.

Dass sowohl das Hauptwehr des Kraftwerks Rheinau als auch das Turbinenhaus dicht unterhalb des obengenannten Flusskilometers 54,450 errichtet wurden, bedeutet nicht nur den Vorteil günstiger Fundamentierung, sondern auch den doppelten Gewinn aus natürlichem und künstlichem Stau.

Im einzelnen ergeben sich folgende Werte bei Mittelwasser ($320 \text{ m}^3|\text{s}$):

von km 48 (Rheinfall Unterwasser)	
bis km 50	0,55 ‰ Gefälle
von km 50 bis 51	0,85 ‰ Gefälle
von km 51 bis 52	0,97 ‰ Gefälle
von km 52 bis 53	0,66 ‰ Gefälle
von km 53 bis 54,450	0,43 ‰ Gefälle
von km 54,450 bis 55	1,06 ‰ Gefälle
von km 55 bis 56	0,86 ‰ Gefälle
von km 56 bis 57	0,54 ‰ Gefälle
von km 57 bis 60	1,19 ‰ Gefälle

Wenn wir von dem eindeutig gesteinsbedingten Gefällsbruch bei km 54,450 absehen, der das Gesamt-Gefällsbild an einer einzigen Stelle so stark beeinflusst, dass er es geradezu umkehrt, sind die gemessenen Werte doch sehr erhelltend. Um dies zu ergründen, müssen wir kurz auf die Bedeutung der *Schichtlagerung* im Zusammenhang mit jungen Krustenbewegungen eingehen.

Die im Meer abgelagerten Sedimente, vor allem, wenn es sich um die oberen Partien von vielen hundert Meter mächtigen Ablagerungen handelt, dürfen wir im grossen und ganzen als *waagerecht* abgelagerte Schichten ansehen. Als einen für den Geologen leicht zu identifizierenden Horizont zwischen marinen Sedimenten hat sich die Schichtgrenze Muschelkalk—Keuper (Letten-

keuper, Lettenkohle) erwiesen (Vgl. Abb. 1). Diese fast zweihundert Millionen Jahre alten Ablagerungen liegen heute, dank der inzwischen stattgefundenen Hebungen und Senkungen (ja sogar Faltungen und Deckenbildungen) in ganz verschiedenen Höhen. Verbindet man auf einer grossmassstablichen geologischen Spezialkarte die Punkte gleicher Höhenlage derselben geologischen Schicht miteinander, so erhält man die Streichkurven der Schicht. Kennt man ausserdem — wenn wir beispielsweise bei der genannten Lettenkohle über dem obersten Muschelkalk bleiben — die Mächtigkeiten der Schichten über und unter der Lettenkohle, dann lässt sich die Schichtablagerungskarte entsprechend ausweiten. Bei stark absinkenden Schichten sind Bohrungsergebnisse zusätzliche Kontrollen und eine gute Hilfe.

Abb. 14 zeigt eine Schichtlagerungskarte des Klettgaus nach Georg Wagner. (Lit. 43, Karten S.94 und 245.) Die Zahlen bei den Kurven geben — bezogen auf den heutigen Meeresspiegel — den Meterbetrag an, um den sich seit der ursprünglich waagerechten Ablagerung die Muschelkalk-Keuper-Grenze relativ verschoben hat. So lässt sich heute das Ausstreichen dieser Linie zwischen Wutöschingen und Stühlingen etwa einen Kilometer östlich des Wutachtals auf den Höhen sehr gut verfolgen. Der unterste Horizont des Keupers tritt dort — je nach der Geländeoberfläche — in ungefähr 550 m über dem Meeresspiegel zutage¹. Nach Nordwesten, zum Schwarzwald hin, ist diese Schicht stark gehoben worden und längst abgetragen. Die Kurvenzahlen haben deshalb höhere Werte als die wirklichen Höhen des Geländes. Umgekehrt verhält es sich, wenn wir uns nach Südosten wenden: hier sinkt die Grenze rasch unter die Oberfläche der Landschaft. Etwa einen Kilometer westlich von Guntmadingen im obersten Klettgau müsste man bereits eine Bohrung 430 m abteufen, um die Grenze Muschelkalk—Keuper zu erreichen, die dort in Höhe des heutigen Meeresspiegels liegt [± 0 m über N(ormal) N(ull)]. Die letzten sicheren Werte sind im Rinnauer Feld zwischen Rhein und Marthalen eingezeichnet; hier liegt der unterste Keuper bei —400 m.

Die grossräumige Bewegung, die im Nordwesten die völlige Abtragung der Muschelkalk-Keuper-Grenze und im Südosten

¹ am «Glegg», 1 km ESE von Stühlingen.

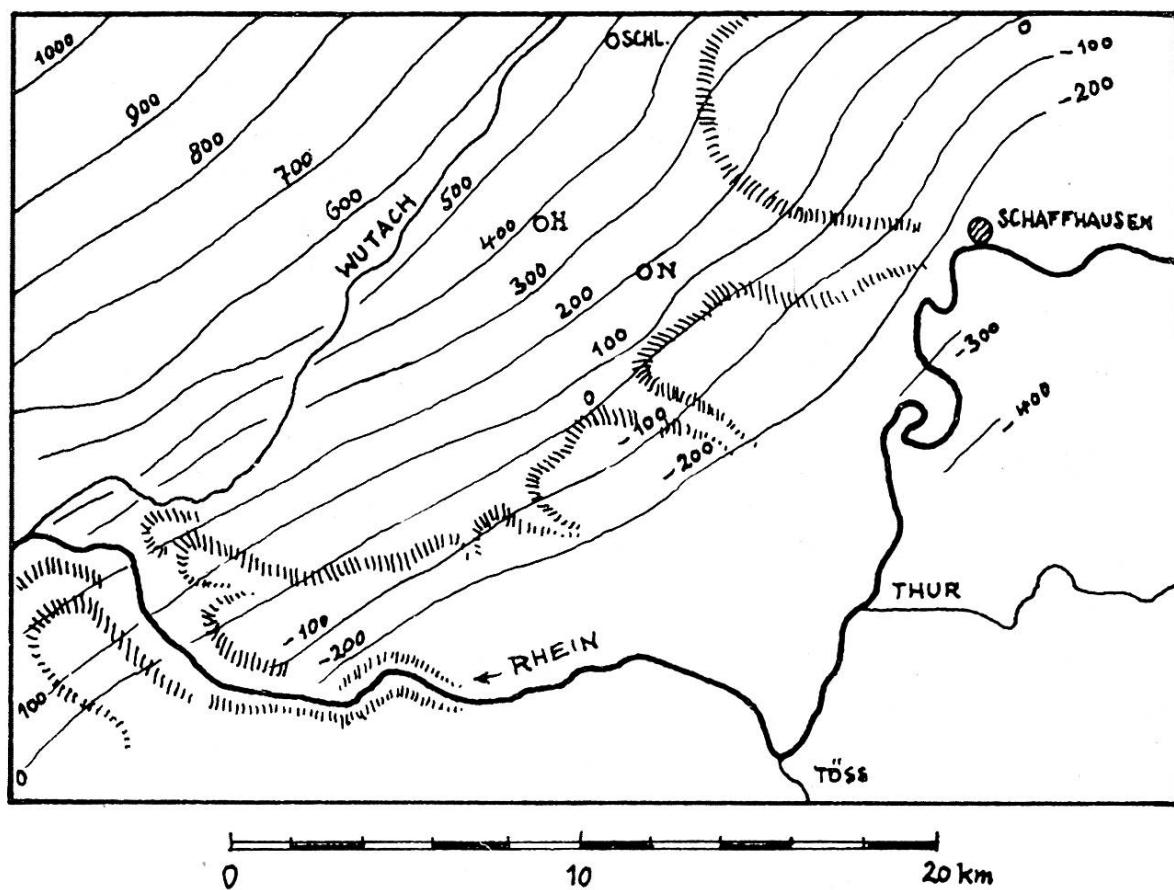


Abb. 14 *Schichtlagerungskarte des Klettgaus*

(Nach Gg. Wagner Lit. 43; Karten S. 94 und S. 245).

Stufenrand des Jura (Albtrauf) in Hangschräffur. Höhenlinien der Grenze Muschelkalk—Keuper (Lettenkohle) in 100 m-Abständen. Im Südosten unvollständig. Als Arbeitsgrundlage dienten u. a. die geologischen Aufnahmen 1 : 25 000 von F. SCHALCH (Lit. 54).

ihre zunehmende Versenkung bewirkt hat, ist die Aufwölbung des Vogesen—Schwarzwald-Massivs und die gleichzeitige Absenkung des Molassetrogs; wir haben darüber im ersten Kapitel ausführlich gesprochen. Dazu kommt die Kippung der Schwäbischen Alb nach Südosten.

Nun könnte man einwenden, dass diese Verbiegungen der Schichten doch eine reichlich «fossile» Angelegenheit sei, denn ein grosser Teil dieser Bewegungen fand schon im Pliozän statt, d. h. am Ausgang des Tertiärs. Das ist gewiss richtig. Aber wir werden gleich sehen, dass auch das Pleistozän (Diluvium, Eiszeit), ja sogar das Holozän, die geologische Gegenwart, die Kippung nach Südosten ebenfalls fortgesetzt haben.

Bei den Hinweisen auf die Bedeutung des Studiums der Gefällsverhältnisse der Flüsse haben wir schon darauf aufmerksam gemacht, ein wie fein registrierendes Instrument die Wasserläufe

sind. Es ist nicht schwer zu zeigen, dass die Verbiegung unserer Landschaft heute noch wirksam ist.

Sehr eindrucksvoll ist in diesem Zusammenhang ein Blick vom Lugmer (503 m), fünfhundert Meter östlich von Oberhallau, nach Südosten. Viel besser als vom Talgrund selbst erkennt man aus der Höhe, wie kräftig die aus der Engi strömenden Schmelzwasser an den Albrand (Vorder Häming, 643,7 m) gedrängt wurden. Das steht ganz im Gegensatz zu einer Mechanik, die erwarten liesse, dass ein Fluss in einer Kurve — wie sie das breite Klettgautal bis nach Erzingen hin doch darstellt — seinen Stromstrich an die *Aussenseite*, d. h. in nördlicher, bzw. nordwestlicher Richtung verlegen müsste. Der Wasserstrom nahm später auch *nicht* den Mittelweg des geräumigen Tals, etwa über Oberneuhus—Neunkirch—Unterneuhus, sondern er blieb am Gebirgsrand und tiefte sich noch 30 m in die risseiszeitlichen Schotter ein. Am Vorder Häming ist heute der Korridor so schmal, dass gerade Eisenbahn und Landstrasse Platz haben. Dieser Befund kann nur als Folge einer bis in die Gegenwart andauernden Kippung gedeutet werden. — Es wäre irrig, den zweifellos riesigen Bachschuttkegel von Siblingen (Churz- und Langtal) für die Abdrängung verantwortlich zu machen. Der Schuttkegel endet bereits nördlich der Landstrasse Neunkirch—Löhningen; er hatte keinen Einfluss auf die Wasser, die von der Engi kamen und sich in die risseiszeitlichen Schotter einschnitten.

Noch auffallender ist die Hydrographie des Wangentals und des Raumes um Jestetten (Abb. 15). Bevor es einen Rheinfall gab, verlief ein kräftiger Schmelzwasserstrom über Jestetten und floss durchs Wangental in den unteren Klettgau. Ihm verdanken wir den bequemsten Weg zwischen Erzingen und Jestetten. Zur Ueberwindung des Albrandes benötigt er kaum mehr als eine Steigung von 40 Metern.

Nach dem Rückzug des Würmgletschers nach Osten und infolge der zunehmenden Eintiefung des Rheins in die Schotter der Niederterrasse muss dieses Gletscherwasser sehr rasch versiegt sein. Sicher gab es noch eine ganze Zeit lang ein von lokalen Niederschlägen gespeistes Rinnsal im alten Bett, das aber mit seiner bescheidenen Wassermenge seinen gesamten Lauf, der etwa am Zoll zwischen Jestetten und Neuhausen begonnen haben dürfte, nicht mehr durchhalten konnte. Zunächst köpfte das kleine Tal von Altenburg den Oberlauf und führte dessen Wasser zum

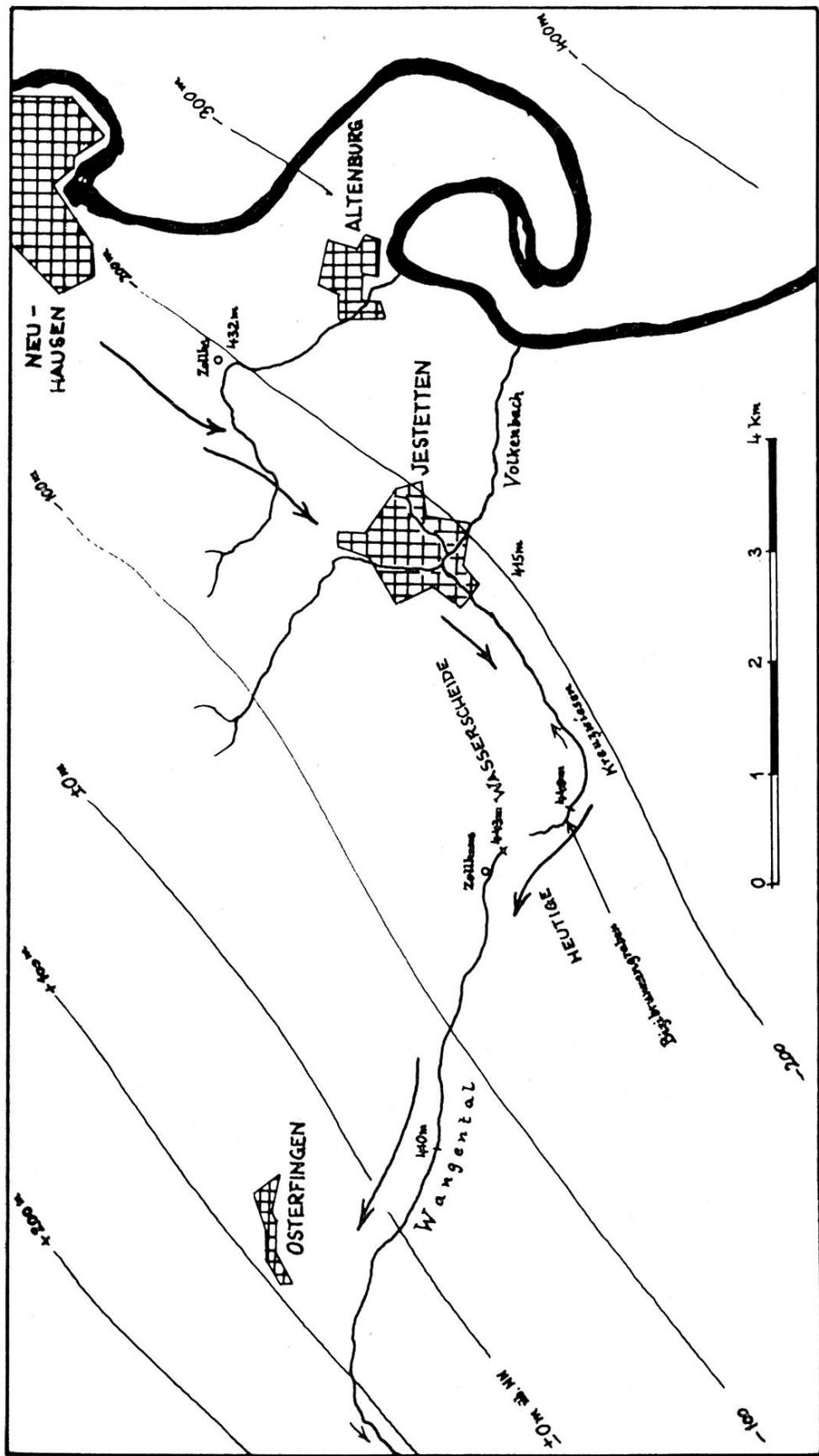


Abb. 15 *Anhaltende Kippung des Wangentals*
 → = Schmelzwasserrinnen (vgl. Lit. 52). Die Kurven zeigen von NW nach SE das Fallen der Schichten. (Schichtgrenze: Muschelkalk—Keuper). Weitere Erläuterungen im Text.

nahen Rhein hinab, denn mit dem zunehmenden Einschneiden des Rheins belebte sich auch die Erosionskraft dieses kleinen Bächleins.

Den stärksten Angriff gegen das ehemals obere Wangental im Raum von Jestetten führte der Volkenbach. Als kurzer Abdachungsfluss im Fallen der Schichten — in der zwei Kilometer langen, jungen Erosionsschlucht zwischen Jestetten und der Mündung in den Rhein haben wir ein Schichtfallen von rund hundert Meter — fiel es ihm nicht schwer, den im Streichen der Schichten verlaufenden ehemaligen Bach, der zum Wangental führte, bis zu den Kreuzwiesen anzuzapfen und sein Gefälle, das ohnehin gering war, umzudrehen. Durch die Ausnützung des Vorteils, den das weiter wirksame Schichtfallen bietet, hat der Volkenbach heute bereits einen Punkt erreicht, der nur noch wenige hundert Meter von den deutschen Zollhäusern im Wangental entfernt liegt. Es besteht kein Zweifel, dass sich diese Entwicklung fortsetzt. Wir sehen hier, dass die Schrägstellung der Schichten kein abgeschlossenes Faktum ist, keine längst erstarrte Bewegung, sondern ein aktiver, sehr lebendiger Vorgang.

Nach dieser notwendigen Abschweifung zur Schichtlagerung und ihrem Wert für unsere Probleme kehren wir zur Rheinauer Doppelschleife zurück. Wir sind jetzt in der Lage, dafür den Beweis zu erbringen, dass wir (Seite 48) die Gefällsverhältnisse am Rhein zwischen Kilometer 48 (Rheinfall Unterwasser) und Kilometer 60 als «sehr erhellend» bezeichnet haben.

Folgen wir nun an Hand von Abb. 13, Abb. 15 und der Gefällstabelle auf Seite 48 dem Lauf des Rheins. Am Unterwasser des Rheinfalls fliest er zunächst noch fast im Streichen der Schichten; wir haben dort einen durchschnittlichen Gefällswert von 0,55 %. Dann biegt er rasch ins stärkere Schichtfallen (0,85 % Gefälle) und schliesslich ins vollendete, d. h. er fliest genau senkrecht zum Streichen (0,97 % Gefälle).

Der Gefällsrückgang von km 52 bis km 54,450 vollzieht sich deutlich in zwei Etappen — 0,66 % und 0,43 %. Zugleich ist in diesem Flussabschnitt der gesteinsbedingte kräftige Stau wirksam, der bei km 54,450 liegt.

Infolge dieses Staus steigt das Gefälle für ein kurzes Stück auf 1,06 %, fällt zwischen km 55 und 56 auf 0,86 % zurück und

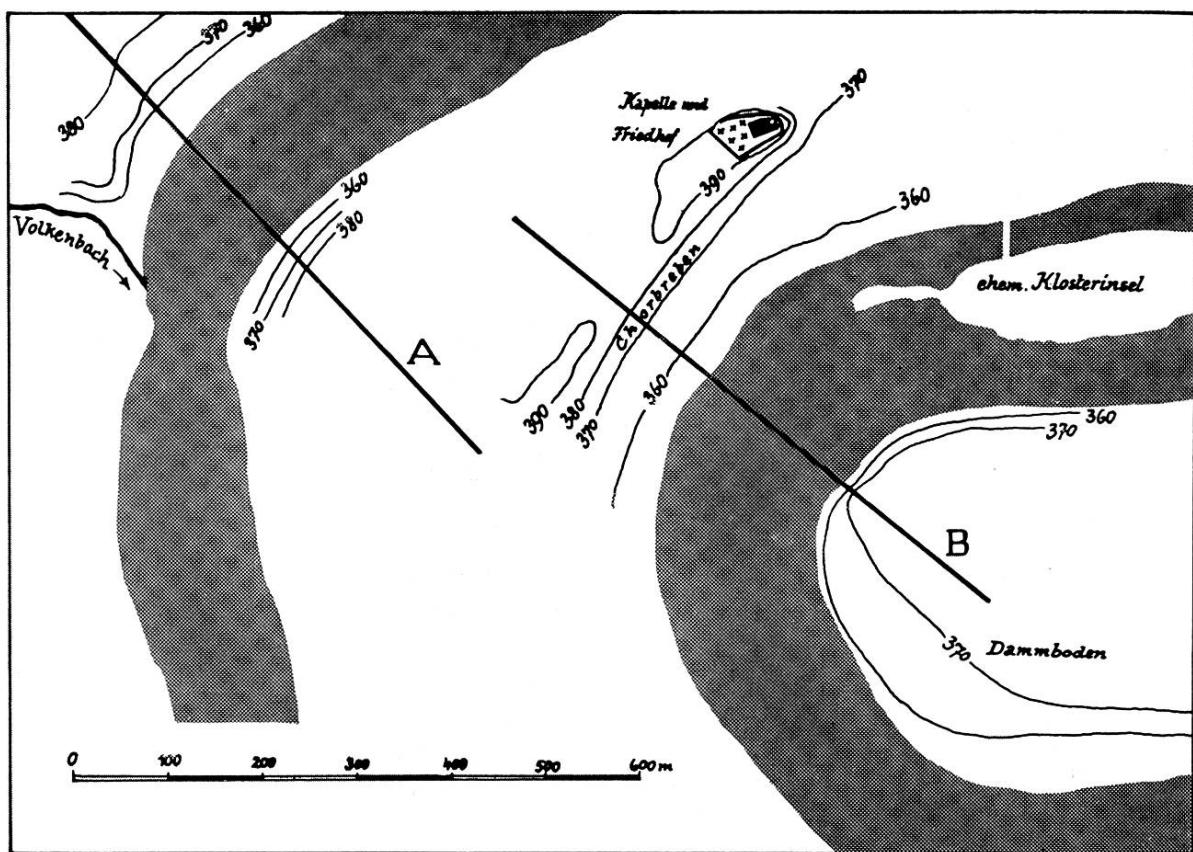


Abb. 16 Zwei Querprofile in der Rheinauer Doppelschleife
Ihre Lage im Kartenbild. Erläuterungen im Text.

erreicht im Fliessen *gegen* das Schichtfallen nur noch 0,54‰

Mit dem erneuten Umbiegen des Flusses ins Schichtfallen ab km 57 stellt sich wieder ein deutlich höheres Gefälle ein (1,19‰). Da jetzt der Fluss an seiner Basis wieder mit den härteren Gesteinen der Unteren Süßwassermolasse in Berührung kommt, erklärt es sich, dass auch lokale Gefällsdifferenzen durch Klippen am Flussbett und durch Kolkbildungen zum Ausdruck kommen.

Wir sehen hier eine Kraft am Werk — es ist die in der Gegenwart andauernde Kippung der Schichten — die an verschiedenen Stellen den Gesetzen der Mäanderbildung und -Weiterentwicklung entgegenwirkt. Der elegante Schleifenbogen 46 m über dem heutigen Fluss am «Nassenweg» (Abb. 13) wurde schon sehr früh deformiert und nach Südosten gedrückt; der sogenannte «kleine Rhein», der im *Norden* der Klosterinsel liegt, wo eigentlich der Rhein noch seinen Ausschwung haben sollte (mit Ausweitungstendenz nach Norden), müsste eigentlich der «grosse» sein; und endlich vor allem: der Rhein läge noch am

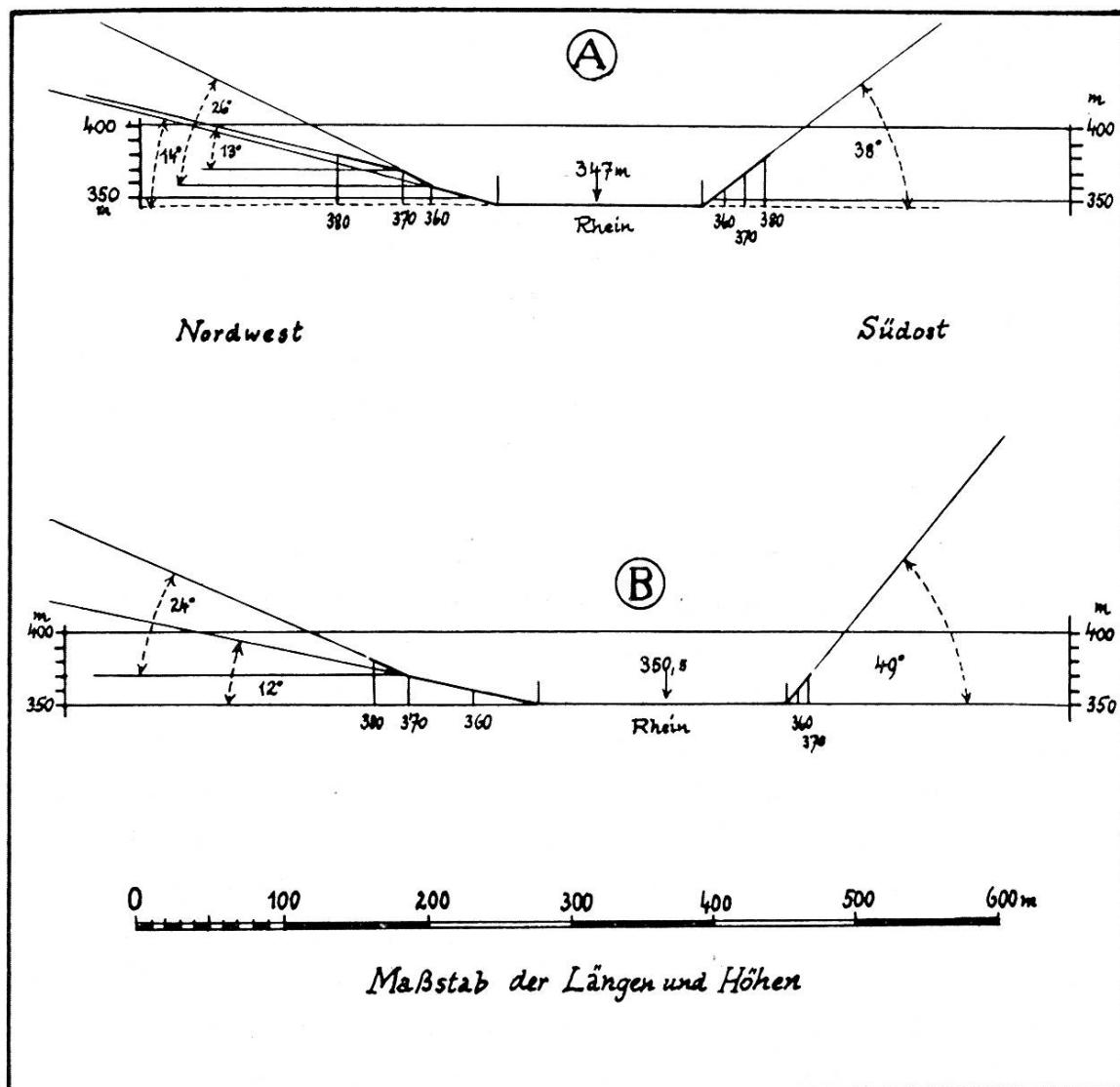


Abb. 17 *Die Querprofile von Abb. 16*
Erläuterungen im Text.

Fusse des «Chorb» und erodierte kräftig nach Westen und Nordwesten.

Neuere Bohrungsergebnisse am Rand des Molassetrogs geben uns darüber Auskunft, wie stark die Schichten in südöstlicher, bzw. in ostsüdöstlicher Richtung absinken (Lit. 3). Die Tiefbohrung Lindau 1 (7,5 km südwestlich von Winterthur, Koordinaten 692 815 und 255 098; Bohransatz: 516 m ü. M.) durchteufte die Molasse und erreichte die Malmgrenze bei 1666 m = 1150 m unter dem Meeresspiegel. Unsere Schichtlagerungskarte (Abb. 14) ist auf die Grenze Muschelkalk—Keuper abgestellt,

wir könnten also bei der Bohrung Lindau 1 die Lettenkohle bei etwa $2235\text{ m} = 1720\text{ m}$ unter d. M. erwarten. Dieser Tiefenwert ist freilich nicht exakt, weil nicht feststeht, in welchem Horizont der rund 90 m mächtige Malm angetroffen wurde. Bei einer vorsichtigen Interpolation der Bohrungsergebnisse auf die Linie des Schichtfallens im Gebiet der Rheinauer Doppelschleife ($W\ 30^\circ\ N$ — $E\ 30^\circ\ S$) zeigt sich jedenfalls beim Vergleich entsprechender Strecken auf dieser Achse, dass die Intensität des Schichtfallens nach Südosten hin eine zunehmende Tendenz aufweist.

Abschliessend können wir noch ein weiteres, wie es scheint, sehr eindrucksvolles Indiz dafür anführen, dass die Schichtneigung nach Südosten keineswegs ein seit langem abgeschlossener und völlig erstarrter Vorgang ist. Besser noch als auf der Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000, Blatt Eglisau Nr. 1051, erkennt man auf dem Ausschnitt des Uebersichtsplans vom Kraftwerk Rheinau 1 : 5000 alle Einzelheiten (Lit. 53, Abb. 16). Die beiden Querprofile A und B liegen sowohl im Fallen der Schichten (Nordwest—Südost) als auch an Stellen, wo man bei einem normalen, unbeeinflussten Stromstrich des Mäanders eine Erosions-tendenz nach *aussen* hin erwarten müsste. Die eingezeichneten Höhenlinien an den Profilen veranschaulichen, dass diese Nordwesthänge *keine* Prallhänge mehr sind. Im Gegenteil, ihre relativ weiten Abstände gegenüber denen der Höhenlinien auf dem jeweiligen Südostufer machen deutlich, dass die Gesetze der Mäandermechanik durch einen anderen Vorgang völlig ausser Kraft gesetzt, ja umgekehrt wurden: die Prallhänge haben das Aussehen von Gleithängen, und die Gleithänge der Südostseite entwickelten die Steilstufen. Aus beiden Profilen ergibt sich die Wirksamkeit der Kippung nach Südosten sowohl für die unmittelbare Gegenwart als auch für die letzten 20 bis 30 Meter der Eintiefung des Rheins. Der grossartige Prallhang der «Chorbreben» ist heute nicht mehr Gegenstand der direkten Flusserosion; wir sind hier und heute Zeugen einer phasenhaften Entwicklung, in welcher die Wirkungen der Kippung dominieren (Vgl. Abb. 18 a bis d).

In der Abb. 17 sind die Profile A und B von Abb. 16 bei *gleichem* Massstab für Längen und Höhen durchkonstruiert, um die heute gegebenen Hangwinkel abzulesen. Am Nordwestufer von Profil A ergeben sich drei Abschnitte:

von 347 m (Rheinspiegel Mittelwasser)	
bis Höhenlinie 360 m	Böschungswinkel 14°
von Höhenlinie 360 m bis 370 m .	Böschungswinkel 26°
von Höhenlinie 370 m bis 380 m .	Böschungswinkel 13°
	Durchschnitt Böschungswinkel $17,7^{\circ}$

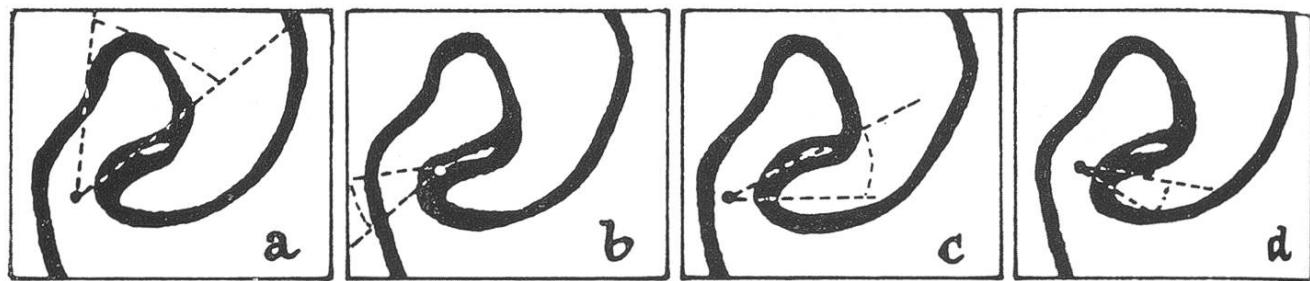
Diesen $17,7^{\circ}$ steht am Südostufer ein mehr als doppelt so hoher Wert von 38° gegenüber.

Noch eindrucksvoller ist das Bild bei Profil B von den «Chorbreben» zum «Dammboden». Zwischen dem Rheinspiegel (Mittelwasser) von 350,5 m und der Höhenlinie 370 m ergibt sich unterhalb der «Chorbreben» eine Hangneigung von nur 12° ; dem steht am anderen Ufer ein vierfacher Wert gegenüber: 49° (Abb. 18 c, d).

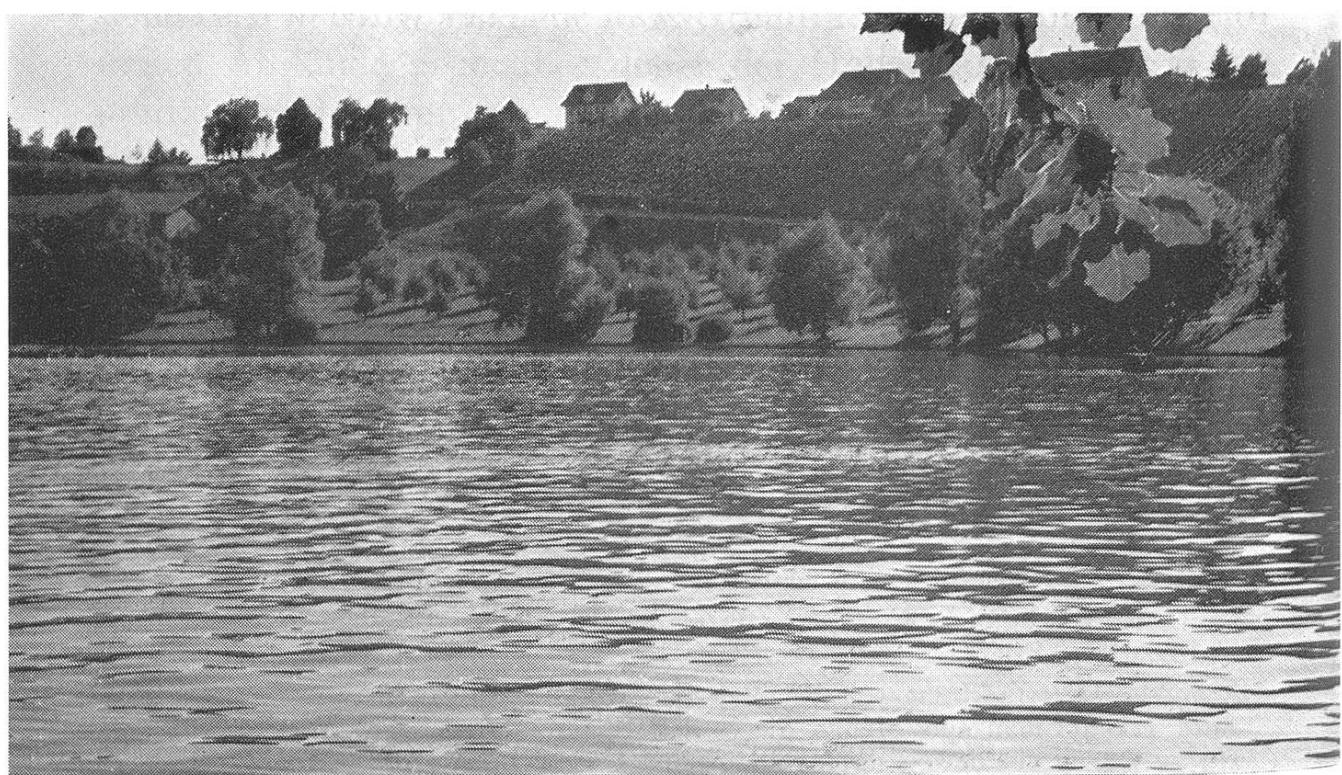
Da wir nun nicht mehr ganz unbefangen die Rheinauer Doppelschleife auf der Karte betrachten können, wird uns bewusst werden, dass vor allem der Flussabschnitt zwischen dem heutigen Hauptwehr am Turbinenhaus und dem Ende der ehemaligen Klosterinsel etwas Gequältes und Gepresstes hat; es ist nicht mehr das freie Ausschwingen eines starken Flussbogens mit einer mittleren Abflussmenge von $367 \text{ m}^3/\text{s}$ (Lit. 45). Wie sich ein Seil nicht in Kurven legen lässt, die bei einem Bindfaden harmonisch wirken, so sieht man dem heutigen Verlauf des genannten Rheinabschnitts an, dass ihm Gewalt angetan wird. Wir kennen nun ja auch die Ursache.

Abb. 18 *Vier Photographien mit Positions- und Blickwinkelskizzen aus der Umgebung von Rheinau*

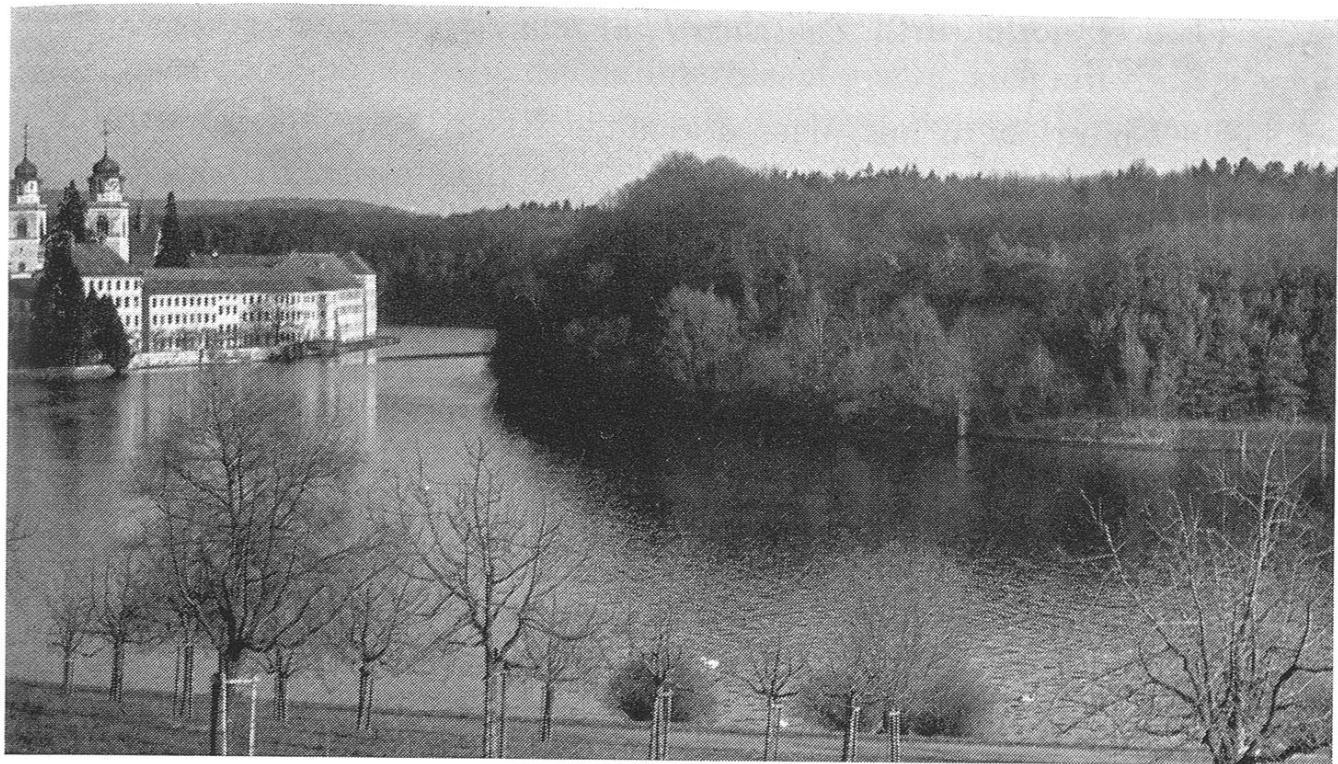
- a Blick auf die Chorbreben. Zurückweichen des Rheins vom Prallhang.
- b Deutliche Verebnung (Wiese mit Obstbäumen) zwischen Prallhang (Chorbreben) und heutigem Rhein.
- c Ehemalige Klosterkirche von Rheinau. Am Gegenufer, $3\frac{1}{2}$ cm vom rechten Bildrand, erkennt man eine Mauer, die in den Rhein ragt. Darüber ist ein hoher Abriss zu sehen; ein Beweis dafür, dass der Rhein hier *erodiert*.
- d Teleaufnahme von Mauer und Abriss.



a

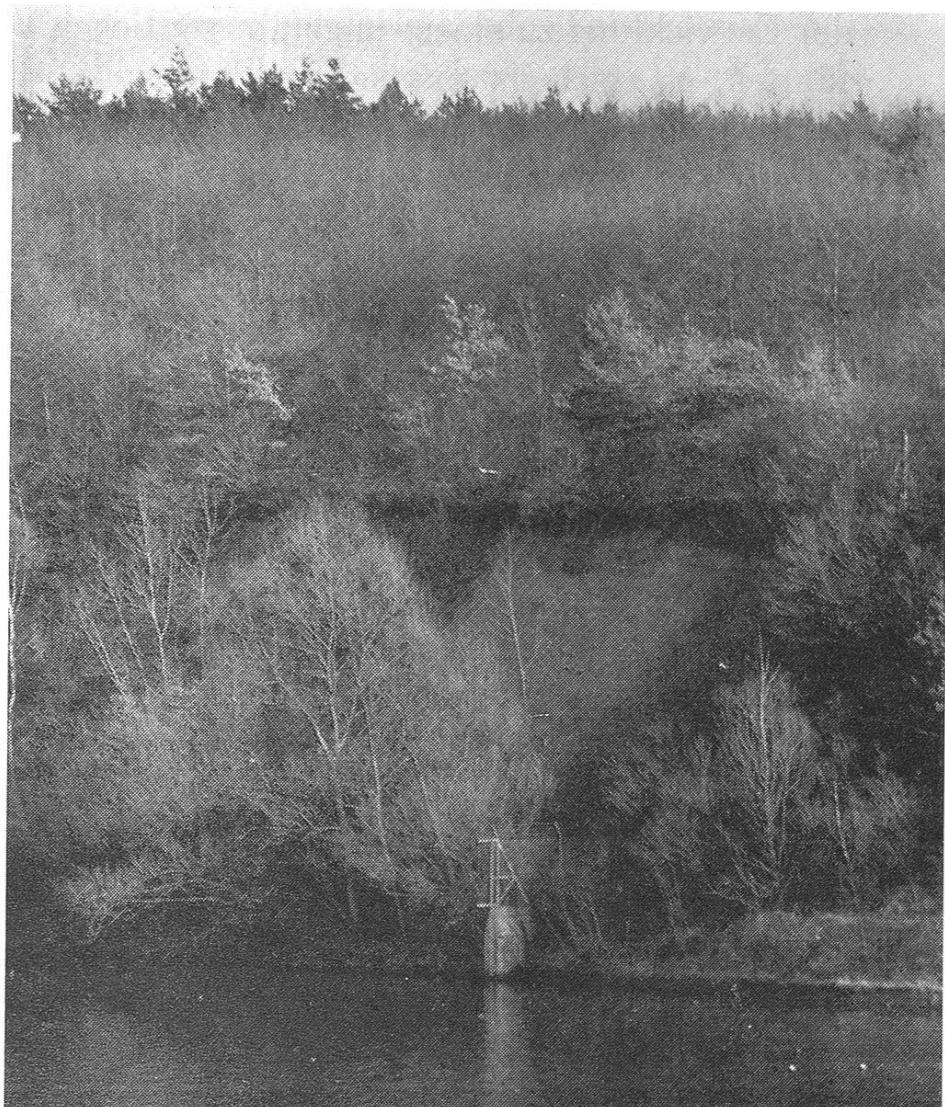


b



c

d



2. Zwischen Thur und Töss

Wir erinnern uns, dass der junge Rhein beim Rückzug der Würmvereisung auf einen alten, von Schottern eingedeckten Rheinlauf stiess, der senkrecht zu den Stromschnellen verlief, die noch heute oberhalb des Falles existieren. Die Jahrtausende, welche seither verflossen sind, haben weder den Klippen, welche die Stromschnellen verursachen, noch dem eigentlichen Fall viel anhaben können, denn der Rhein, eben erst aus dem Bodensee gekommen, wo er die Masse seiner alpinen Schotter deponierte, führt zu wenig Geröll, um die Klippen rasch abzuschleifen. Ganz anders liegen die Dinge unterhalb des Falles, wo allein schon die Wasserkraft des Sturzes genügt, um die relativ lockeren Schottermassen eines alten Rheinbettes energisch auszuräumen. Heute reicht der Kolk bis zu 13 m unter den Mittelwasserspiegel (Lit. 53b: Längenprofil des Rheins).

Was auch immer die Ursachen waren, die in diesem Stadium der Entwicklung zu einem ungefähr südlichen Verlauf des Rheins führten, es erscheint uns sicher, dass dabei die Schichtneigung nach Ostsüdost nicht ohne Bedeutung war. Dass sie sich nicht statisch verhielt, sondern aktiv als junge Krustenbewegung fortwirkte, zeigt schon ein Blick auf die Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000 (Blatt 27, «Bözberg»), wo wir vor allem in dem Abschnitt zwischen Balm und Rüdlingen das rechte Ufer eines alten Rheinlaufs in der Form eines verlassenen Terrassenhangs kartiert finden. Dass es sich nicht nur um *eine* Stufe handelt, sondern deutlich um drei, kann man der grossmassstablichen Landeskarte 1 : 25 000, Blatt Eglisau, Nr. 1051 entnehmen.

Kurz unterhalb der Thurmündung haben wir ein auffallend schönes Beispiel für das Abgleiten des Rheins in Richtung des Schichtfallens, d. h. mit südöstlicher Komponente.

Eigentlich müsste ja ein so wasserreicher Fluss, der parallel der würmeiszeitlich maximalen Eisrandlage einigermassen ungehindert nord-südlich fliessst, nach dem *BAER*schen Gesetz genau entgegengesetzt, also nach *rechts* abgelenkt werden.

Karl Ernst von *BAER*, 1792—1876, estländischer Naturforscher, schloss aus der Tatsache, dass bei mehreren nord-südlich fliessenden russischen Strömen — vor allem bei der Wolga zwischen Kasan und dem heutigen Stalingrad — das rechte Ufer hoch liegt, also einen Erosionshang bildet, das linke jedoch nied-

rig bleibt, auf die ablenkende Kraft der Erdrotation (Lit. 1). Albert Einstein war die Sache interessant genug, sich mit diesem Phänomen physikalisch auseinanderzusetzen. Bei der Entstehung der Nordostpassatwinde handelt es sich übrigens um einen parallelen Vorgang: in beiden Fällen gerät ein Medium, einmal das Wasser des Flusses und dann die nordsüdlich strömende Luft, in ständig geringere Breiten und damit in zunehmend höhere Rotationsgeschwindigkeit, die auf der Nordhalbkugel zu einer Rechtsabweichung führen muss.

Wir wollen jedoch nicht den wenig sinnvollen Versuch unternehmen, aus den Eckwerten eines kaum 15 km langen, einigermassen nord-südlich verlaufenden Rheinabschnitts die Differenz der jeweiligen nach rechts gerichteten Horizontalkomponenten pro Masseneinheit der Flüssigkeit zu berechnen. Das Ergebnis wäre so unbedeutend, dass die errechnete Kraft gegenüber den Kräften der Kippung keine Chance hätte.

Die Abb. 19 mit Kartenbild und Profil sowie das Photo (Abb. 20) zeigen drei untereinanderliegende Terrassenniveaus in den würmeiszeitlichen Schottern, die, bezogen auf den heutigen Mittelwasserspiegel des Rheins (342,30 m) 88 m, 60 m und 20 m über diesen liegen. Die Zahlen 1 bis 4 suggerieren förmlich das natürliche Abgleiten des Flusses nach Südosten.

Leider ist das nicht ganz richtig. — Zwar stimmt die aufgezeigte Tendenz, aber objektiv ist der Lauf Nr. 4 *nicht* die *natürliche* Entwicklung aus dem Lauf Nr. 3, sondern eine künstliche Bildung.

Was sich hier ereignet hat, ist interessant und wichtig genug, dass wir uns gerne den Historikern anvertrauen, deren Archiv- und Aktenstudien Licht in die Dinge bringt (Lit. 39). Wir wollen uns auf das Wesentliche beschränken.

Die erste Urkunde über die Nöte und Sorgen der Ackerbürger von Rüdlingen geht auf das Jahr 1766 zurück. Damals berichtete ihr Untervogt Hans Jacob Fehr dem Schaffhauser Kleinen Rat, «dass der Rhein-Strom immer mehr gegen ihre Seite eintrücke und ihnen die besten Felder successive wegschwemme». Die Thur, welche einen Kilometer oberhalb mündet, ist ein echter Voralpenfluss mit hohen Wasserständen in den Monaten März bis Juli, aber auch mit zahlreichen Herbst- und Winterhochwassern. Ausserdem führt sie viel Geschiebe, die sie als mächtige Kiesbänke sowohl an ihrer Mündung als auch im Rhein selbst

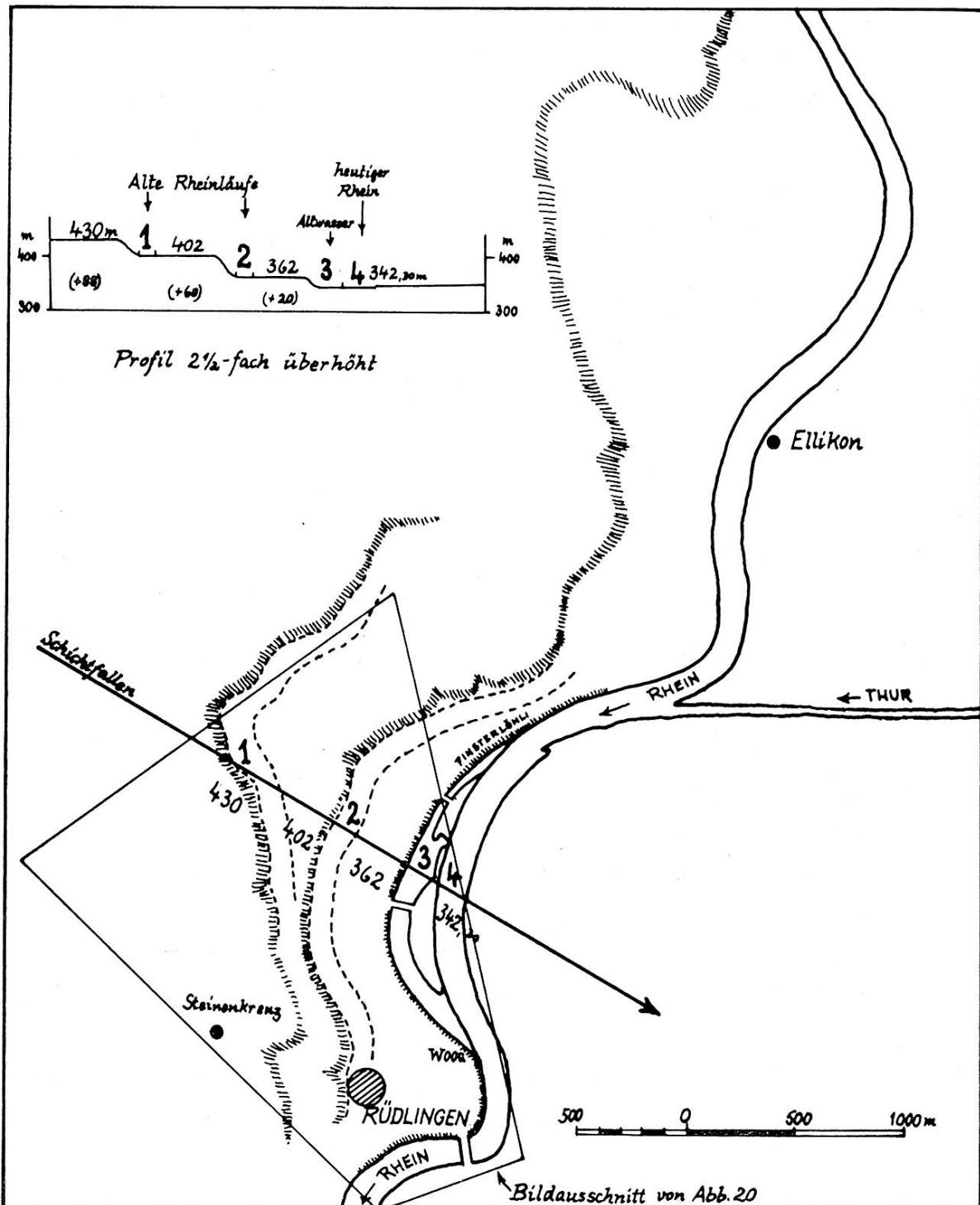


Abb. 19 Terrassenniveaus bei Rüdlingen
Oben Querprofil. Erläuterungen im Text.

ablagert. Jedes Hochwasser — und Hochwasser allein sind morphologisch, d. h. landschaftsverändernd wirksam — stiess mit voller Wucht gegen das Finsterlöhl und unterspülte den ganzen Uferhang bis zum Woog (Vgl. Abb. 19). Zu Anfang des 19. Jahrhunderts hatte Rüdlingen auf diese Weise bereits mehr als hundert Juchart Land verloren (1 schweiz. Juchart = 36 a). (Vgl. Lit. 39, Seite 8).



Abb. 20 *Flugbild von Rüdlingen und Umgebung*. Der Bildausschnitt ist in Abb. 19 angegeben. Photo SWISSAIR - Nr. 21487.

Das Unglück war, dass die Kantonsgrenze mitten durch den Rhein ging. Auf der rechten Seite wohnten die, welche ohne Hoffnung auf die sehr kostspielige Stabilisierung des Flusslaufs von Jahr zu Jahr mit weiteren Verlusten rechnen mussten, auf der linken Seite jene, die das alles nichts anging, ja die eigentlich durch zusätzliches Neuland noch Gewinn hatten.

Von kleineren Bemühungen abgesehen, die das Uebel natürlich nicht an der Wurzel fassen konnten, blieb die Angelegenheit mehr als hundert Jahre in der Schwebе. Erst als der Bundesrat im Jahre 1881 auf Antrag Schaffhausens beschloss, eine Subvention von einem Drittelp der mutmasslichen Kosten zu gewähren, und nachdem die gesamten Arbeiten unter die Oberaufsicht des Bundes gestellt worden waren, kam man zum Ziel. Immerhin war über der Vollendung des Werks das gegenwärtige Jahrhundert bereits angebrochen. —

Dieser kleine Exkurs gibt uns einen Einblick in die umformenden Kräfte strömender Wassermassen, zumal, wenn sie reichlich Geschiebe führen. Sie sind dann sehr wohl in der Lage, andere Bewegungskomponenten völlig zu überdecken. Das, was uns Abb. 19 zeigt, ist zwar im Prinzip richtig, nur schafft die Mündung der Thur eine Ausnahmesituation. Durch die Kanalisation ihres Unterlaufs wurde das alte Gefälle von 0,66 ‰ fast verdoppelt, und dem gegenwärtig begradigten Endlauf von 4600 m stand vorher ein Mäandersystem von 8300 m Länge gegenüber (Abb. 12). Vgl. auch Lit. 50 Dufour Karte 1 : 100 000, Blatt III, 1849.

Es ist leicht zu verstehen, dass den Rüdlingern nur in einer koordinierten Aktion geholfen werden konnte, der erhebliche Mittel zur Verfügung standen. Nur die solideste Verbauung zwischen Finsterlöhli und Woog war in der Lage, die grossen Hochwasserschäden zu verhindern, welche einst sowohl eine mäandrierende, als auch erst recht eine kanalisierte Thur verursachen konnten.

Die «Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete» (Lit. 52) erlaubt uns, in einem Profil die Grenze zwischen der Unteren Süsswassermolasse (USM) und der Oberen Meeresmolasse (OMM) zu verfolgen (Vgl. Abb. 9). In der Oberen Meeresmolasse verband ein etwa 100 km breiter und 600 km langer «Aermelkanal» das Mittelmeer über das Rhônetal mit

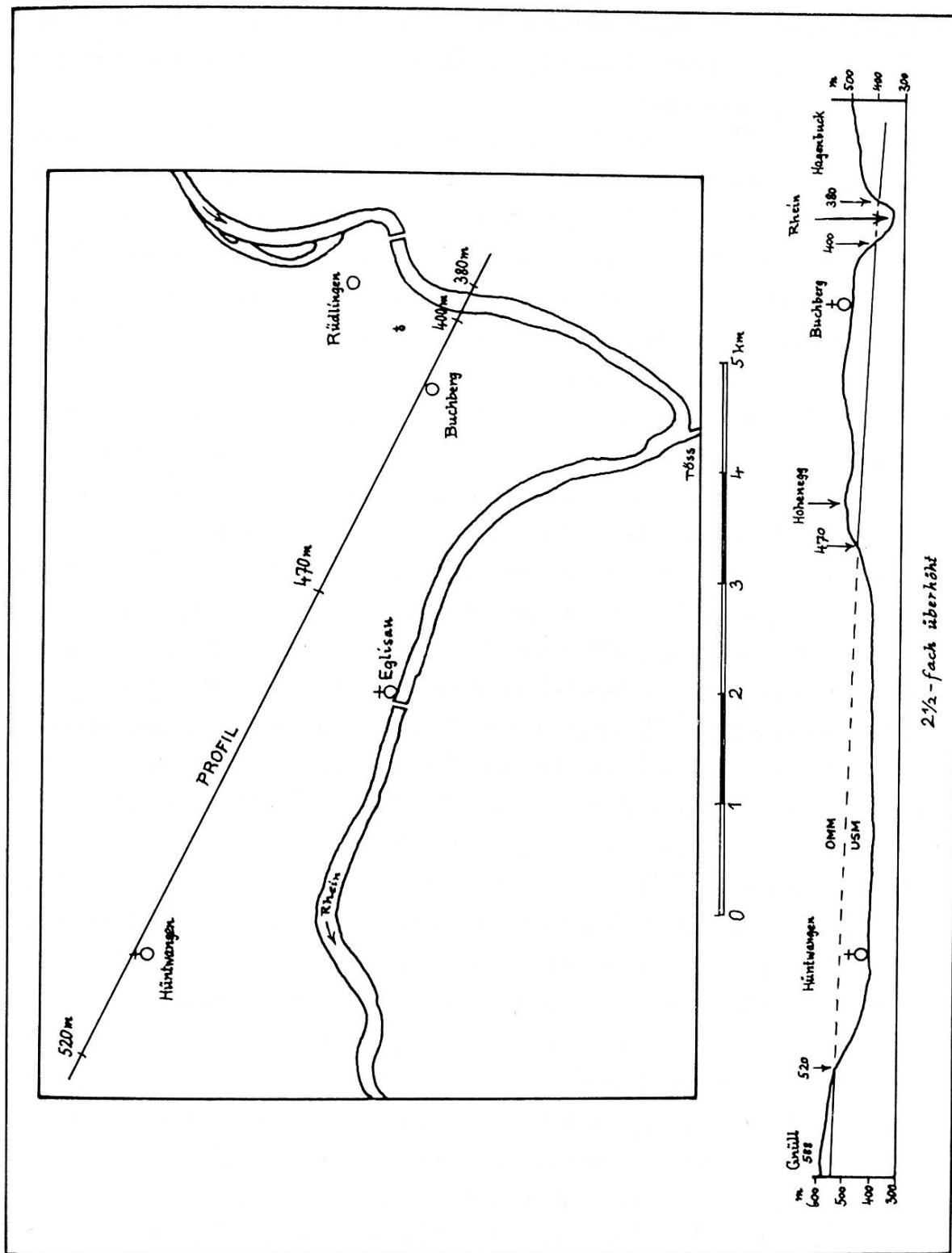


Abb. 21 *Profil vom Gnüll zum Hagenbuck*
 Schichtgrenze: Untere Süsswassermolasse (USM) — Obere Meeresmolasse (OMM).
 Erläuterungen im Text.

dem Wiener Becken. Bemerkenswert ist die *marine Strömung*, welche in diesem Meere — zumindest bis jenseits des heutigen Bodensees — geherrscht hat. Dabei wurden grosse Mengen von

Sanden und westschweizerischem Abtragungsmaterial von West nach Ost verfrachtet (Lit. 14, S. 18 des Separatums und Lit. 15, S. 32 des Separatums).

Die Abb. 21 zeigt im Kartenbild den Profilverlauf vom «Gnüll» (2 km nordwestlich von Hüntwangen) durch das Rafzerfeld zum Hagenbuck jenseits des Rheins. Der darunter abgebildete Profilschnitt veranschaulicht die von Nordwest nach Südost abfallende Schichtgrenze zwischen USM und OMM. Vom Punkt 520 zwischen dem Gnüll und Hüntwangen sinkt diese Schichtgrenze ziemlich gleichmässig auf 380 m am Fusse des Hagenbucks, d. h. mit einem Gefälle von 1,8 %. Natürlich besagt dieser Befund nichts anderes, als dass sich diese Kippung *irgendwann* während der letzten rund zwanzig Millionen Jahre vollzogen haben muss. Dass sich diese Bewegung nicht gleichmässig über die ganze Zeit verteilte, ist so gut wie sicher. Säkulare Hebungen und Senkungen sind in der Regel phasenhafte Vorgänge.

Im vorliegenden Fall scheint es keine Möglichkeit zu geben, das Verhalten der Erdoberfläche im Bereich des Profils in den letzten zwanzig Millionen Jahren im einzelnen nachzuprüfen. Immerhin gibt es ein Indiz für die heutige *Gegenwart*. Zwei Querprofile zwischen der Kirche von Buchberg-Rüdlingen und dem Ebersberg einerseits und zwischen Punkt 442 und Punkt 448 (Rätich) an den Niklaushalden andererseits (Abb. 22) zeigen, dass der Rhein ganz deutlich die Kippung nach Südosten markiert. Das linke, zum Irchel gewandte Flussufer ist auffallend steiler geböscht. Die Asymmetrie des Talquerschnitts — zudem im gleichen Gestein — lässt keinen Zweifel an der *Aktualität* junger Bewegungen der Kruste. Was aber einstweilen offen bleiben wird, ist die Frage nach den kausalen Zusammenhängen: ist die Vogesen—Schwarzwaldaufwölbung der «primus motor», wirkt sich hier in erster Linie die Hebung und Kippung der Alb aus, oder ist es das Absinken des Molassetrogs? Ich möchte annehmen, dass es sich hier um Kräfte handelt, auf die sich alle drei Faktoren zurückführen lassen.

Abb. 22 *Zwei Querprofile zwischen Rüdlingen und Tössmündung*
Erläuterung im Text.

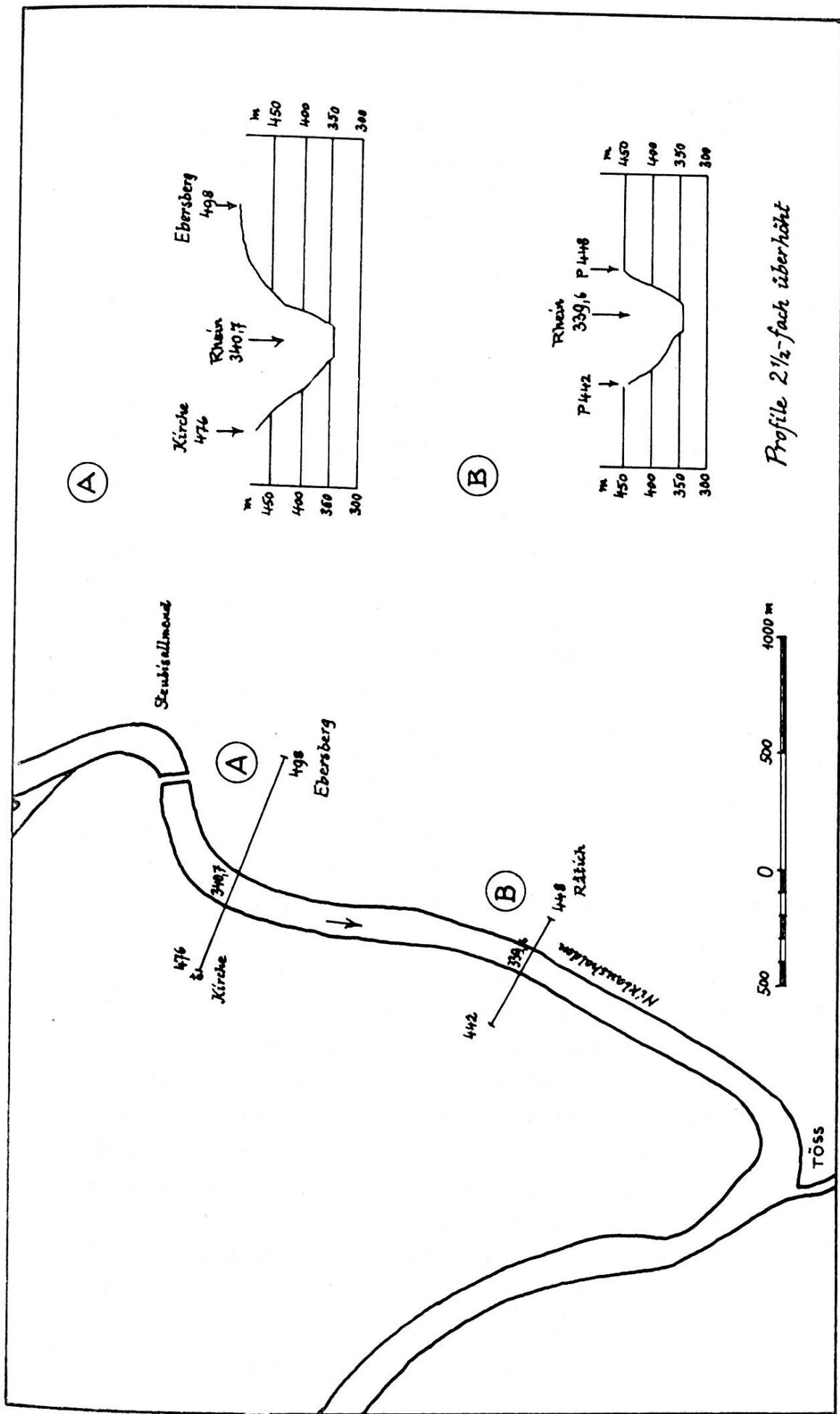


Abb. 22

3. Am Unterlauf der Surb

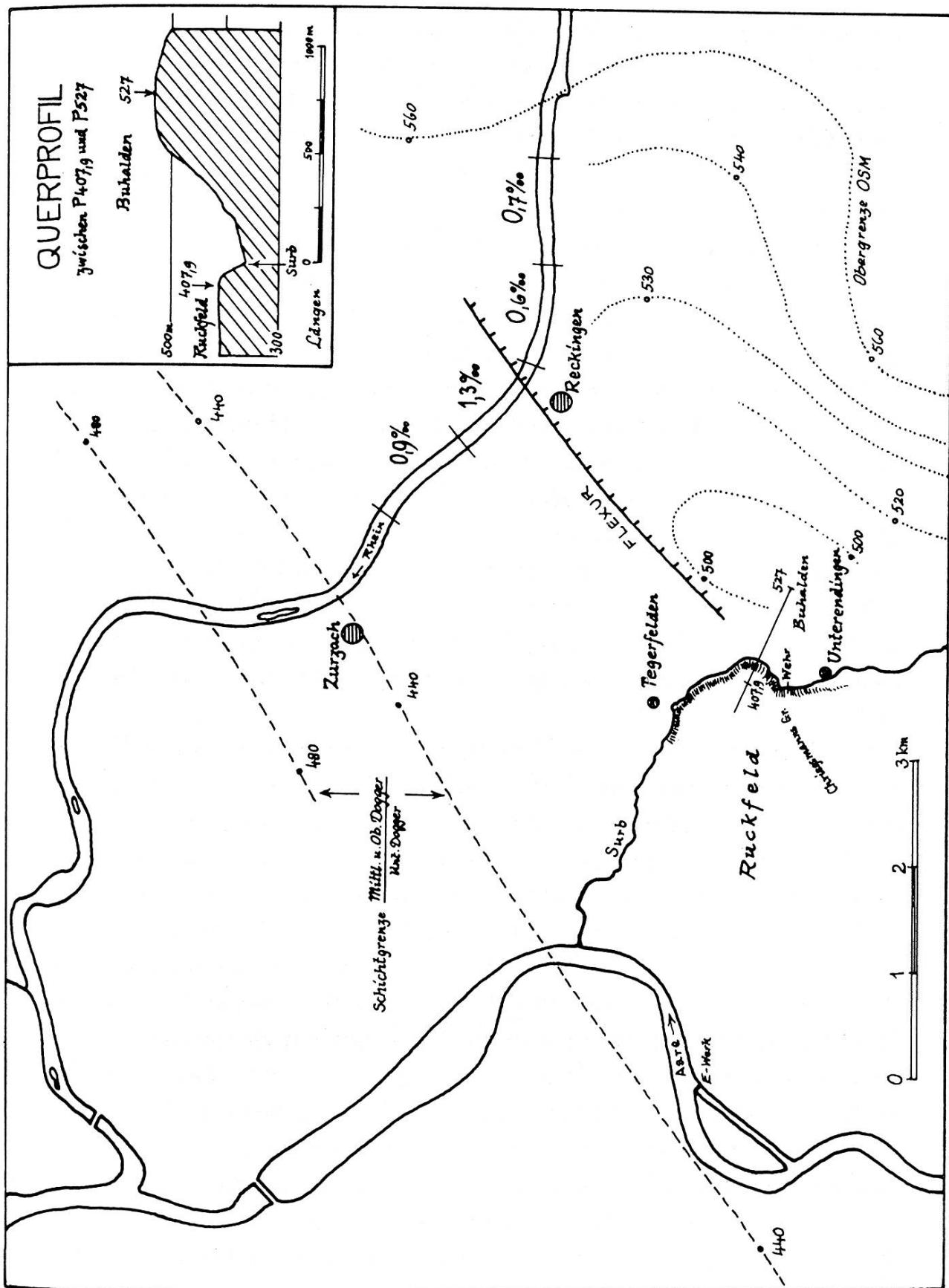
Eine Anomalie in der Natur bemerken und sie erklären sind zwei verschiedene Dinge. Manche Probleme der landschaftlichen Entwicklung geben nicht leicht ihr Geheimnis preis; sie wollen lange umworben werden. Und dann ist noch keineswegs sicher, ob man schliesslich doch den Zugang findet.

Hier an der unteren Surb hätten wir eine solche Stelle, wo die Beobachtungen stimmen, wo aber die Deutung auf sich warten lässt. Im Brennpunkt unseres Interesses steht ein kurzer Abschnitt der unteren Surb, vor allem zwischen Unterendingen und Tegerfelden, bevor sie — 7 km südöstlich von Waldshut — in die Aare mündet. Man könnte der Versuchung nachgeben, ein im Augenblick nicht lösbares Problem einfach unter den Tisch fallen zu lassen; aber nehmen wir das Unbehagen in Kauf, eine unvollendete Arbeit zu liefern. Immerhin ist die Sache wert, besprochen zu werden.

Wenn man von der grossen Feldscheune von Unterendingen (Blatt Zurzach 1 : 25 000, Nr. 1050) nach Westen durch die Wiesen zur Surb hinuntergeht, trifft man auf ein kartiertes Doppelwehr (Abb. 23). Der rasch fliessende Bach wendet sich nun keineswegs — dem Talverlauf entsprechend — nach Nordnordosten, sondern stösst wie ein Rammbock in die Flanke des Ruckfeldes. Dennoch zwingt ihn das Gefälle nach rechts. Der Laufänderungswinkel, der vor gar nicht so langer Zeit noch einen rechten Winkel betragen haben mag, beläuft sich heute bereits auf 110 Grad.

Ein ausgeschildeter «Wanderweg» erlaubt einen bequemen Gang — immer dicht am Bach — bis nach Tegerfelden. Ständig bleibt die Surb an der etwa 30 m hohen, linken Bergseite, ja, wenn wir genauer hinschauen, sehen wir, dass sie keineswegs am Ruckfeld entlangfliesst; an vielen Stellen *underspült* sie ganz deutlich den Hang. Da und dort finden sich abgestürzte Blöcke verbackener grober fluvioglazialer Schotter; teils werden sie von der Bewaldung der Böschung festgehalten, teils liegen sie im Bachbett selber. Es scheint, dass hier die Surb ihre ganze Kraft in die *Seitenerosion* legt, denn von einer nennenswerten Eintiefung des Flussbetts ist nichts wahrzunehmen.

Der ganz junge Prallhang setzt sich noch eine gute Strecke unterhalb von Tegerfelden fort. Sein Beginn liegt unzweifelhaft



an der Stelle, wo an dem obenerwähnten Knick von 110 Grad von links her der 600 m lange Chriegsmanns Graben ins Surbtal mündet. Uebrigens verzeichnet die «Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete» 1 : 50 000 (Lit. 52) eine Flexur im Rheingebiet bei Reckingen, die zwar in die Richtung des genannten Grabens weist, jedoch einen Kilometer vor ihm abbricht. Möglicherweise besteht da ein Zusammenhang, zumal sich am Rhein unterhalb der Flexur das Gefälle mehr als verdoppelt, während sich im tieferliegenden Flügel oberhalb ein leicht zunehmender Stau bemerkbar macht Abb. 23).

Wegen der künstlichen Verbauungen ist das Studium des Längenprofils der Surb nicht sehr nützlich. Dennoch bietet es einige Einsichten (Lit 46, Tafel 6). Der stärkste Gefällsbruch des gesamten Tals findet sich bei Tegerfelden an der gemauerten Brücke der Strasse Zurzach—Baden (AG). Die dort mit Bruchsteinen und viel Zement errichteten Kunstbauten im tief eingeschnittenen Bachtal sind ganz offensichtlich ein Mittel, die rückschreitende Erosion, die zweifellos mit dem unterhalb anstehenden Unteren Dogger im Zusammenhang steht, nach Möglichkeit aufzuhalten.

Der ganze Ober- und Mittellauf der Surb von Schöfflisdorf bis Unterendingen zeigt bei einer Bachlänge von 12 600 m und einer Höhendifferenz von 87 m ein durchschnittliches Gefälle von 6,9‰. Von Unterendingen bis zur Mündung (Bachlänge: 4500 m; Höhendifferenz 59,5 m) steigt das mittlere Gefälle fast genau auf den doppelten Wert, nämlich auf 13,2‰. Wenn man schon den gesamten Unterlauf der Surb bis zur Strassenbrücke von Tegerfelden als Ausräumung durch rückschreitende Erosion betrachten will, so versagt sich doch der Abschnitt Strassenbrücke—Chriegsmanns Graben dieser Deutung. Zwar ist auch hier das Gefälle relativ hoch (11,6‰), aber die Tiefenerosion fehlt.

Welches ist die Kraft, die den Bach unterhalb des obengenannten Doppelwehrs nach Nordwesten ins Ruckfeld treibt? Was veranlasst die Surb, statt in einem einigermassen mittleren Talweg zu fliessen, dort ständig ihr linkes Ufer zu unterspülen? Wo liegt die Ursache für die so offensichtliche Kippung nach Westen hin, die das Surbtal zwischen Unterendingen und der Mündung so völlig asymmetrisch macht? Die Nebenkarte auf Abb. 23 zeigt ein Talquerprofil von Punkt 407,9 nach Punkt 527 zwischen Unterendingen und Tegerfelden.

In der Hoffnung auf eine mögliche Klärung des Problems wurde noch die Schichtlagerung herangezogen. Da sich durch unser Gebiet die Grenzlinie zieht, die den Tafeljura von der Molasse des Mittellandes trennt, können wir die Schichtlagerung zweier verschiedener Grenzlinien berücksichtigen: im Nordwesten den Grenzhorizont zwischen dem Unteren Dogger einerseits und dem Mittleren- und Oberen Dogger andererseits; im Südosten die Obergrenze der Oberen Süßwassermolasse (osm) zu den aufgelagerten Höheren Deckenschottern. Obwohl nur wenige Fixpunkte auszumachen waren, ergab sich — wie zu erwarten war — für den Nordwesten das gleiche Bild, das wir von der Rheinauer Doppelschleife her kennen: ein Fallen der Schichten von Nordwesten nach Südosten bei einem ungefähren Schichtstreichen von Süd 60° West nach Nord 60° Ost. In diese Richtung ordnet sich gut die Flexur ein, welche den Rhein unterhalb von Reckingen schneidet (Vgl. Abb. 23). Es wäre höchst unwahrscheinlich, wenn hier überhaupt keine Kippung nach Südosten mehr stattfände, aber sie ist offensichtlich viel zu schwach, um sich gegen die Kraft durchzusetzen, die wir zwischen Unterendingen und Tegerfelden an der Surb am Werk sehen.

Was die Schichtlagerung an der Obergrenze der Oberen Süßwassermolasse betrifft, so zeigt das Kartenbild ein eindeutig umgekehrt gelagertes Gefälle. Es handelt sich hier um die relativ jungen, aber sehr umfangreichen mio-pliozänen Ablagerungen der östlichen Napfschüttung¹, deren Schuttfächer zum Alpenkamm hin immer mächtiger werden (Vgl. Lit. 14 Separatum S. 23, Fig. 3). Es hat nicht den Anschein, dass dieser Befund zur Lösung unseres Problems beitragen könnte.

Abschliessend bliebe noch, auf die — allerdings recht geringe — Möglichkeit von lokalen Auslaugungen hinzuweisen, auf lange, ständig zunehmende Ausspülung von Salzen (Zurzach) im tieferen Untergrund. Aber das wäre auch in unserem Sinne keine junge, auf endogenen Kräften beruhende Krustenbewegung.

¹ Napf = Gebirgsstock (1408 m) ca. 30 km westlich von Luzern zwischen Wolhusen und Langnau.

4. Beobachtungen am Hochrhein

Bevor wir uns jetzt ein wenig dem Rhein zwischen Basel und Bodensee — dem Hochrhein — zuwenden, mag es nützlich sein, zuvor wie ein Maler, der seine Arbeit kurz unterbricht und ein paar Schritte zurücktritt, um den Gesamteindruck zu gewinnen, ebenfalls um des Ueberblicks willen aus grösserem Abstand den Verlauf des heutigen *ganzen* Flusses ins Auge zu fassen.

Es ist allgemein bekannt, dass das Gesamtlängenprofil des Rheins von den Quellen bis zur Mündung keineswegs das Bild einer «normalen Endkurve» (Erosionsterminante) bietet, die im Gebirge steil beginnt und im mehr oder weniger harmonischen Uebergang zu immer geringeren Gefällswerten schliesslich im Endlauf fast die Horizontale erreicht. Selbst wenn wir von lokalen Gefällsdifferenzen absehen, hat sich der heutige Rhein als Ganzes nicht auf die Erosionsbasis «Nordsee» eingestellt; er zeigt deutlich drei Erosionsbasen. Zwischengeschaltet ist die des Bodensees (396 m über NN) und eine zweite bei Bingen (77 m über NN — Rheinisches Schiefergebirge). Abb. 24.

Was den Bodensee betrifft, so wirkt dieses grosse Binnengewässer bei einer maximalen Tiefe von 252 m nicht anders als das Meer. Solange der See als tieferes Gewässer existieren wird, ist sein Wasserspiegel für den gesamten Alpenrhein das Ende seiner Erosionskraft. Das bedeutet natürlich nicht, dass diese am Ufer des Sees *sofort* erlischt. Auch bei einem so geringen Gefälle von 0,27 % (Lit. 46, Tafel 3), wie es zwischen Brugg (Vorarlberg) und der Rheinmündung besteht, ist die Fliesskraft noch ausreichend, um weit in den See hinaus eine Unterwasserrinne zu bilden. Beim Altrhein, der bis 1910 an der Rohrspitz mündete, reicht dieser unterseeische Rheinlauf noch heute etwa 10 km in den Bodensee hinein.

Der in der Abb. 24 gezeichnete Rheinabschnitt oberhalb von Reichenau (GR) bezieht sich auf den *Vorderrhein*, der auf fallend ausgeglichener verläuft. Im Gegensatz dazu zeigt das Tal des *Hinterrheins* einen deutlichen Stufenbau. Als wichtigste Gefällsbrüche sind zu nennen: die Roflaschlucht, wo sich der Rhein in den Gneisporphyr eingeschnitten hat, und die Klamm der Via Mala in den mesozoischen Bündnerschiefern. An beiden Schluch-

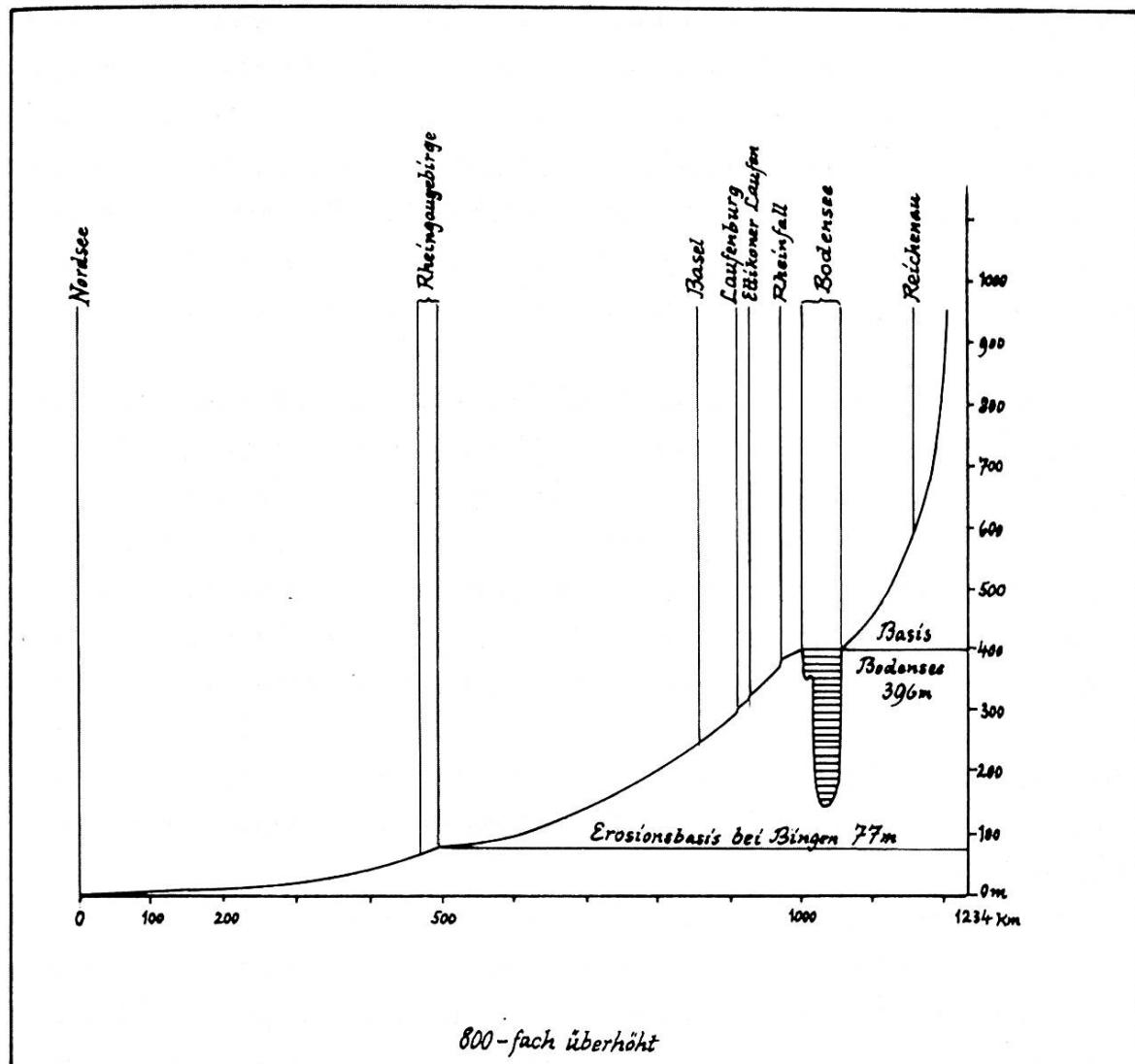


Abb. 24 *Die drei Erosionsbasen des Rheins*
(800-fach überhöht)

Für die Gefällswerte des Rheins bis Basel vgl. Lit. 46, Tafeln 1—4. Erläuterungen im Text.

ten finden sich Gletscherschliffe, ein Beweis dafür, dass sie schon von den Gletschern der letzten Eiszeit angetroffen worden sind.

Die verschiedenen Charaktere der beiden Talbilder reichen jedoch nicht bis zu der Stelle, wo Vorderrhein und Hinterrhein ineinanderfliessen, da die letzten 15 Kilometer *beider* Flüsse — beim Vorderrhein von Reichenau aufwärts bis Sagogn, beim Hinterrhein bis zur Albulamündung bei Thusis — beinahe deckungsgleiche Flussprofile liefern. Aber dieses Zusammenfliessen bei Reichenau ist ein grossartiges Schauspiel: als wenn keiner der Nebenfluss des anderen sein wollte, stürzen beide mit plötzlich hochschäumenden Wellen *frontal* aufeinander zu wie zwei kämp-

fende Hirsche, die ihre Geweihe krachend zusammenschlagen. Dabei mischen sich die grünen Wasser des Vorderrheins mit den vom Bündnerschiefer getrübten dunklen Fluten des Hinterrheins. Die Ursache dieser merkwürdigen Flussmündung sind die jung-pleistozänen Bergsturzreste, auf denen das Schloss Reichenau steht, die den Vorderrhein zwingen, nach Süden umzubiegen und damit dem Hinterrhein genau entgegenzufließen. —

Die zweite Erosionsbasis liegt bei Bingen, wo sich der antezedente¹ Fluss in das Rheinische Schiefergebirge eingeschnitten hat, das zwischen dem heutigen Wuppertal und Wiesbaden fast nur aus devonischen Ablagerungen besteht: harten Grauwacken und Quarziten von ursprünglich mehreren tausend Metern Mächtigkeit. Im nachfolgenden Perm (Vgl. Abb. 1) wurden diese Schichten stark gefaltet und zu einem Hochgebirge emporgepresst. Die heutigen eingeebneten Hochflächen zu beiden Seiten des Rheindurchbruchs zwischen Bingen und der Kölner Bucht sind eine Folge der flächenhaften Abtragung (Denudation) sehr langer Zeiten.

Dass aber diese «Rumpffläche» des Rheinischen Schiefergebirges heute etwa 200 bis 400 m über dem Rhein liegt, ist die Folge junger Hebungen in der Neuzeit der Erdgeschichte, die den gefalteten und abgetragenen «Rumpf» langsam erneut emporsteigen liessen, so dass gleichzeitig mit dem Rhein dort alle seine Nebenflüsse durch verstärkte Erosion mit dieser Hebung Schritt halten mussten. Obwohl die Veröffentlichung der Ergebnisse der Präzisionsnivelllements noch nicht vorliegt, steht doch jetzt schon fest, dass sich das Rheinische Schiefergebirge im Gebiet des Rhein-Caños unterhalb von Bingen in der Gegenwart noch hebt; mit anderen Worten: die zweite Erosionsbasis des Rheins hat keineswegs die Tendenz, die Staufunktion des Flusses einzubüßen, im Gegenteil, die heute noch andauernde Hebung belebt sie immer wieder aufs neue.

Wir sehen, dass sich auch die zweite Teilkurve schön an ihre Erosionsbasis anschmiegt. Wie sich bei der Vereinigung von Vorder- und Hinterrhein bei Reichenau keine Gefällsdisharmonie

¹ antezedent: lat. antecedere = «vorausgehen», d. h. der Fluss existierte schon an dieser Stelle, *bevor* sich das Gebirge herausgehoben hat. Die Hebung war jedoch niemals stärker als die Erosionskraft des Flusses.

nie zeigte, so ist auch das Flussgefälle beim Baseler Rheinknie völlig normal, ein Zeichen dafür, dass der Rhein die Erosionsarbeit an seinem «neuen» Lauf längst ausgeglichen hat. Mit dem «neuen» Lauf meinen wir die Anzapfung beziehungsweise Umlenkung des Alpenrheins durch stärkeres Absinken des Oberrhein grabens nach Norden hin, denn noch im Oberpliozän entwässerte der Alpenrhein von Basel aus durch den Sundgau¹ zur Saône-Rhône. Damals lag die Wasserscheide zur Nordsee vermutlich südlich des Kaiserstuhls im Mündungsgebiet der Dreisam (Lit. 40, S. 74|75). Der Beleg für diesen früheren Rhein, der aus der heutigen Baseler Gegend noch nicht nach Norden, sondern nach Westen floss, sind die «Sundgauschotter», die neben den typischen Schottern des Alpenrheins auch die ebenso charakteristischen der Aare führen.

Gehen wir noch weiter zurück, so ist festzustellen, dass im Obermiozän der ganze Hochrhein oberhalb von Basel noch nicht vorhanden war. Der Beweis dafür wird uns von obermiozäner Juranagelfluh im Schweizer Jura geliefert, die Vogesen- und Schwarzwaldgesteine enthalten (Lit. 42, S. 557 und 582|3). Im Oberoligozän (USM) und etwa bis zur Wende Miozän-Pliozän flossen Alpenrhein und Aare zur Donau, wo ihre Schotter heute noch auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb zu finden sind. Sie bestehen aus sehr harten Gesteinen, aus Quarz, Quarziten und Radiolariten².

Wir sehen: die Donau ist der grosse Verlierer, soweit es sich um ihre ehemaligen, wasserreichen Quellflüsse handelt. Obwohl in viel kleinerem Massstab, setzt sich auch heute der Kampf um die Wasserscheide in Südwestdeutschland fort. Der junge Rhein mit seinen Nebenflüssen ist der Angreifer, der dank seiner tiefen Erosionsbasis immer wieder neues Gelände gewinnt.

Dass wir uns mit der zweiten Teilkurve des Rheinlängenprofils ein wenig ausführlicher beschäftigt haben, geschah deshalb,

¹ Sundgau = Landschaft zwischen Vogesen und Schweizer Jura — «Burgundische Pforte».

² Ein vom Rheingletscher verfrachteter grosser Radiolarit-Block findet sich in der Anlage am Hafen von Steckborn und stammt aus dem oberen Malm der ostalpinen Decken. Radiolarien sind Urtiere (Protozoen) mit sehr widerständigen Stützgerüsten; sie gehören zur Klasse der Wurzelfüßler (Rhizopoden).

weil ja unser Arbeitsgebiet zwischen Basel und Bodensee ganz in diesen Abschnitt fällt. Es ist sogar das mit Abstand interessanteste Stück. Beginnen wir mit den auffälligsten Gefälldifferenzen: Rheinfall, Ettikoner Laufen und Enge von Laufenburg.

Ueber den Rheinfall bei Neuhausen ist bereits das Wesentliche gesagt worden. Wo heute das Schloss Laufen auf der Schwammfazies des Massenkalks (Oberer Malm) steht, liegt das Niveau, in dem sich die ersten Stromschnellen gebildet haben. Der weitgehend seiner Schotter beraubte Rhein — sie liegen im Bodensee, den er eben erst verliess — rückt daher von der anfänglichen, alten Talkante nur langsam zurück, bis heute kaum mehr als 25 Meter. Die Auskolkung unmittelbar am Fusse des Falles wird über das gegenwärtige Mass von rund 13 m nicht nennenswert hinauskommen, denn das Ausräumen relativ lokkerer Schotter hängt nicht nur von deren Konsistenz ab, sondern ebenso von der Energie der Wassermassen. Es ist höchst unwahrscheinlich, dass sie sich vergrössern. Wie wir bereits gesehen haben, ist der Rheinfall insofern ein Zufallsprodukt, als der postglaziale Rhein das alte Flussbett verfehlte und nun über seine präglaziale und felsige linke Talwand abstürzt (Vgl. Abb. 11). Sowohl der geologische als auch der geomorphologische Befund geben an dieser Stelle keinen Anhaltspunkt für junge Krustenbewegungen.

Fünfzig Kilometer flussabwärts vom Unterwasser des Rheinfalls gibt es einen neuen Gefällesbruch, den «Ettikoner Laufen», $4\frac{1}{2}$ km oberhalb der Aaremündung in den Rhein. Der Fluss, der von Kadelburg kommend abwärts fliest, hat bis zum Flusskilometer 98 ein Gefälle von 0,48 %. Zwischen Flusskilometer 98 und 99 erhöht es sich auf den fast fünffachen Wert (2,32 %), sinkt aber dann für die anschliessenden vier Kilometer auf einen Durchschnittswerte von 1,22 % zurück.

Wir sind hier in unmittelbarer Nähe der Stelle, wo die landschaftsbeherrschende Stufe des Schwäbischen Juras (Tafeljura) den Rhein quert. Wenn man vom Berchenwald (nördl. von Dangstetten) in nordwestlicher Richtung zum Bürgerwald an der Wutach wandert, dann kann man in einer Distanz von weniger als vier Kilometern die abgelagerten Formationen und Horizonte vom Unteren Malm über den gesamten Dogger, den Lias und Keuper bis zum Oberen Muschelkalk passieren. Für den Ettikoner Laufen bilden heute nicht die genannten Abteilungen des

Juras das Hindernis, sondern der durch die Erosion freigelegte Sockel, nämlich Keuper und vor allem Oberer Muschelkalk. 750 Meter oberhalb der Wutachmündung finden wir zu beiden Seiten des Rheinknies die harten, grauen Bänke des Hauptmuschelkalks, die Heusser (Lit. 12) an der Station Felsenau, links der Aaremündung festgestellt und beschrieben hat. Bis auf zwei manchmal kaum hundert Meter breite Muschelkalkräander zu beiden Seiten der Aaremündung ist dort das Mesozoikum leider von älteren und jüngeren fluvioglazialen Schottern überdeckt und dadurch nicht zugänglich.

Den grössten Gefällsbruch unterhalb des Rheinfalls haben wir bei Laufenburg, wo der Rhein auf einer Strecke von zwei Kilometern ein Gefälle von 5,32 m aufweist.

Wir müssen hier nochmals auf etwas hinweisen, was wir schon einmal kurz gestreift hatten, auf die Ungenauigkeit von Gefällsdaten eines grossen Flusses, wenn die Höhenwerte nur von Flusskilometer zu Flusskilometer gemessen werden und nicht an den Stellen, wo sich jeweils das Gefälle markant ändert, d. h. man benötigte eine Messung *ohne Rücksicht auf gleiche Messlängen*. Wenn wir soeben aus dem Längenprofil des Rheins ein absolutes Gefälle von 5,32 m nannten, wenn wir vorher bei der Besprechung vom Ettikoner Laufen ein Gefälle von 2,32 % erwähnt haben, dann darf man mit Sicherheit annehmen, dass diese beiden, scheinbar so exakten Werte bis zur zweiten Stelle nach dem Komma keinesfalls das absolute *Gefällsmaximum* darstellen, das bei Laufenburg und bei Ettikon gemessen werden kann. Beginn und Ende der wirklichen Maxima müssten genau gefasst und in die Karte eingezeichnet werden; auf diesen kürzeren Strecken liegen die Maxima natürlich höher. Wenn wir dennoch die Flussgefälswerte mit Kilometerabstand herangezogen haben, dann deshalb, weil das grosse Kilometerraster die tatsächlich *starken* Gefällsbrüche durchaus gut markiert. Wir sind uns bewusst, dass höchste Genauigkeiten — auf die es uns hier auch nicht ankommt — nicht zu erwarten sind.

Auf Abb. 25 ist die Umgebung von Laufenburg dargestellt. (Badisch-Laufenburg ist aus Platzmangel nicht eingezeichnet.) Auch hier haben wir ein Beispiel dafür, dass der Rhein einen alten Lauf nicht mehr wiedarfand. Die alte Flussrinne ist an vielen Stellen durch die Profile von Grundwasserbohrungen (1917—1921) gesichert. (Die Bohrungen bei Laufenburg sind

durch kleine Kreise gekennzeichnet.) Heusser (Lit. 12) hat die Bohrergebnisse mitgeteilt. Die alte Rinne verläuft mit auffallend schwachen Pendelschleifen von Nordosten nach Südwesten. Der jetzige Rhein vor Laufenburg ist durch zwei Bögen gekennzeichnet, von denen der letzte den grössten Radius aufweist, ein Zeichen dafür, dass sich der Fluss einem Stau nähert. Diese Beobachtung wird durch die auffallende Verbreiterung des Flussbetts bestätigt. Bei Flusskilometer 120 ist der Rhein siebenmal breiter als 1000 m flussabwärts. Die Ursache dieser Erscheinungen ist darin zu suchen, dass der heutige Rhein in das harte kristalline Grundgebirge des Schwarzwalds geraten ist, das dicht an seinen früheren Lauf heranreicht (senkrechte Schraffen in Abb. 25). Der granitierte Gneis zwingt ihn in ein schmales Flussbett mit prachtvollen Stromschnellen und hohem Gefälle.

Im Gegensatz zum jetzigen Rhein bei Neuhausen — das soll hier kurz erwähnt werden — der seine Geschichte mit dem nachwürmeiszeitlichen Eisrückzug begann, ist der Katarakt von Laufenburg wohl wesentlich älteren Datums (Ende Risseiszeit vor ca. 140 000 Jahren). Wenn oben von einer «alten Rinne» die Rede war, dann kann es sich nur um eine vor-risseiszeitliche gehandelt haben, denn in der Risseiszeit war auch das Laufenburger Gebiet vom Eis bedeckt, das die Landschaft stark umgeformt hat.

Die vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg durchgeführten Präzisionsnivelllements ermöglichen uns, die Ergebnisse dieser Messungen im Gebiet des Hochrheins im Zusammenhang mit unseren Untersuchungen über junge Krustenbewegungen heranzuziehen. Die uns hier interessierende Linienführung verläuft von der Eilguthalle am Badischen Bahnhof in Basel über Rheinfelden, Schwörstadt, Säckingen, Laufenburg nach Waldshut (Lit. 25 und 30, 31, 32). Die erste Messung wurde 1922 durchgeführt, die zweite folgte 1961 in umgekehrter Richtung. Bei der Wiederholungsmessung von 1961 ist allerdings zu berücksichtigen, dass diese Linie vom Bahnhofsgebäude Beuggen nicht über Rheinfelden, Warmbach nach Wyhlen (Steinkreuz

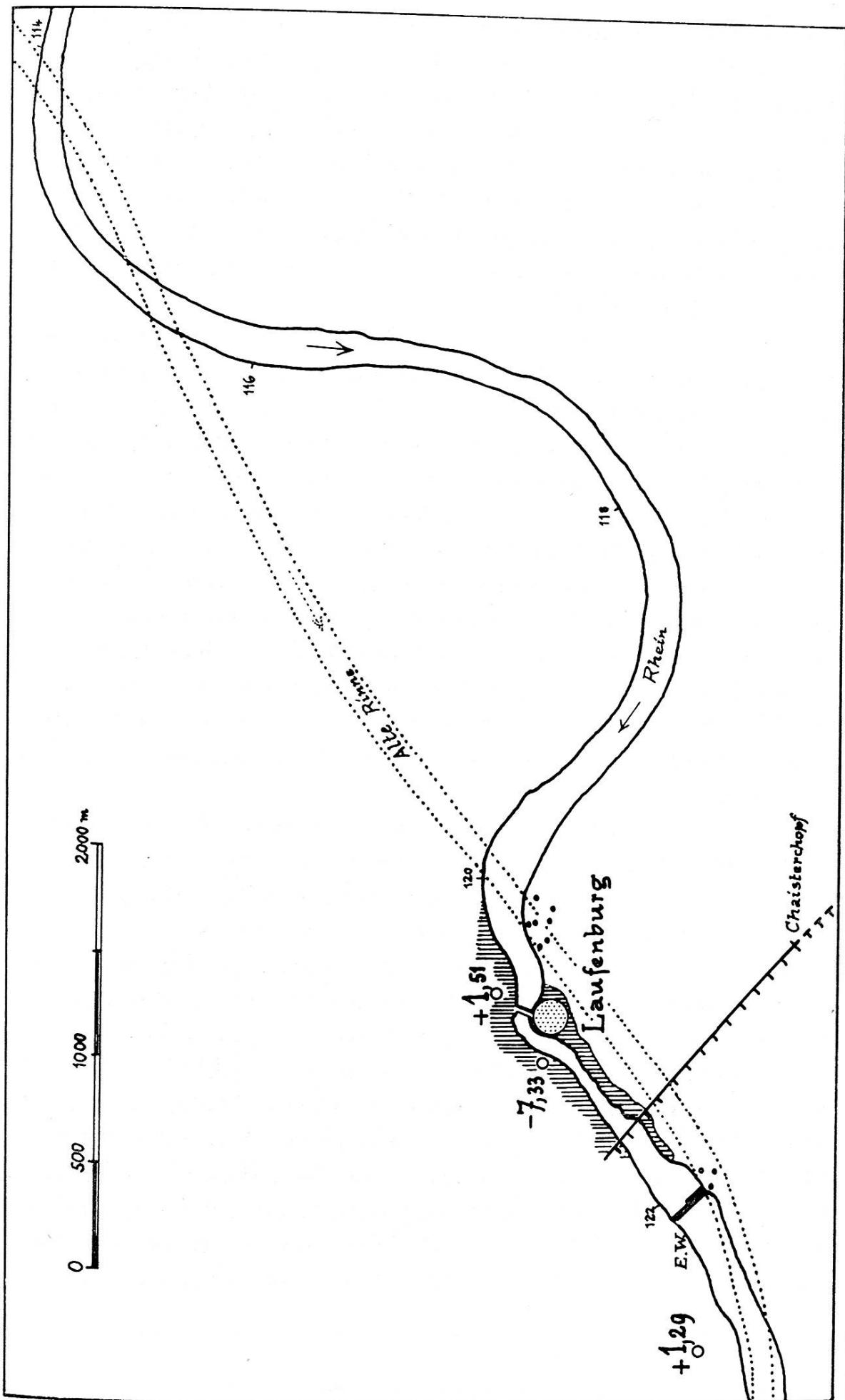


Abb. 25

bei km 5,695) geführt wurde, wie es die Messung von 1922 angab, sondern sie verlief vom Bahnhofsgebäude Beuggen über Nollingen, Degerfelden, Herten nach Wyhlen. Die damit bezeichnete Umgehung von Rheinfelden ist deshalb erfolgt, weil die Auslaugungen der Salze aus dem mittleren Muschelkalk durch den Rheinfelder Salinenbetrieb Sackungerscheinungen verursacht haben, die eine Gegenüberstellung beider Messergebnisse nicht wünschenswert erscheinen liessen. Es fehlen also auf 10,980 km vergleichbare Werte.

Inmitten von lauter negativen Zahlen ergab das Wiederholungsnivellement von 1961 bei Laufenburg die beiden in Abb. 25 eingetragenen positiven Werte + 1,51 mm und + 1,29 mm. Gemessen am Zeitintervall sind sie recht gering, trotzdem wäre auch eine schwache Heraushebung im Grundgebirge keineswegs unwahrscheinlich. Was aber — jedenfalls auf den ersten Blick — gar nicht recht ins Bild passen mag, ist die Senkung zwischen diesen beiden positiven Punkten um minus 7,33 mm. Auch wenn der Bericht des Baden-Württembergischen Landesvermessungsamts über das Hauptnivellement Leopoldshöhe¹—Konstanz 1922|24 bei Badisch-Laufenburg nicht ausdrücklich von einer «einwandfrei nachgewiesenen» Senkung spräche, ist der 1961 festgestellte Betrag von —7,33 mm viel zu auffällig, um übersehen zu werden.

Im Widerspruch zum geodätischen Befund, dessen Tendenzen wir hier den Vorzug geben müssen, steht die Mitteilung von Heusser (Lit. 12), der eine Verwerfung erwähnt, die nach seinen Angaben ca. 450 m *oberhalb des E-Werks Laufenburg* den *Rhein* quert. Jedoch lässt seine Bemerkung: «Am Chaisterchopf, wo der einzige sichere Nachweis möglich ist, beträgt ihre Sprunghöhe mindestens 50 m», darauf schliessen, dass der in der Karte eingezeichnete Verlauf nicht unbedingt den wirklichen Verhältnissen entsprechen muss. Was diese Verwerfung betrifft, so geben weder die Geologische- noch die Tektonische Karte der Schweiz, 1 : 500 000, 1972 (Lit. 51, 55), irgendeinen Hinweis auf sie. — Vielleicht ist folgende Erklärung möglich: ein schmaler Grabenbruch — solche kleinen Grabenbrüche sind am Rhein zwischen Laufenburg und Basel gar nicht selten — der durchaus mit der

¹ Leopoldshöhe — ca. 3 km nördl. von Basel Bad. Bhf.

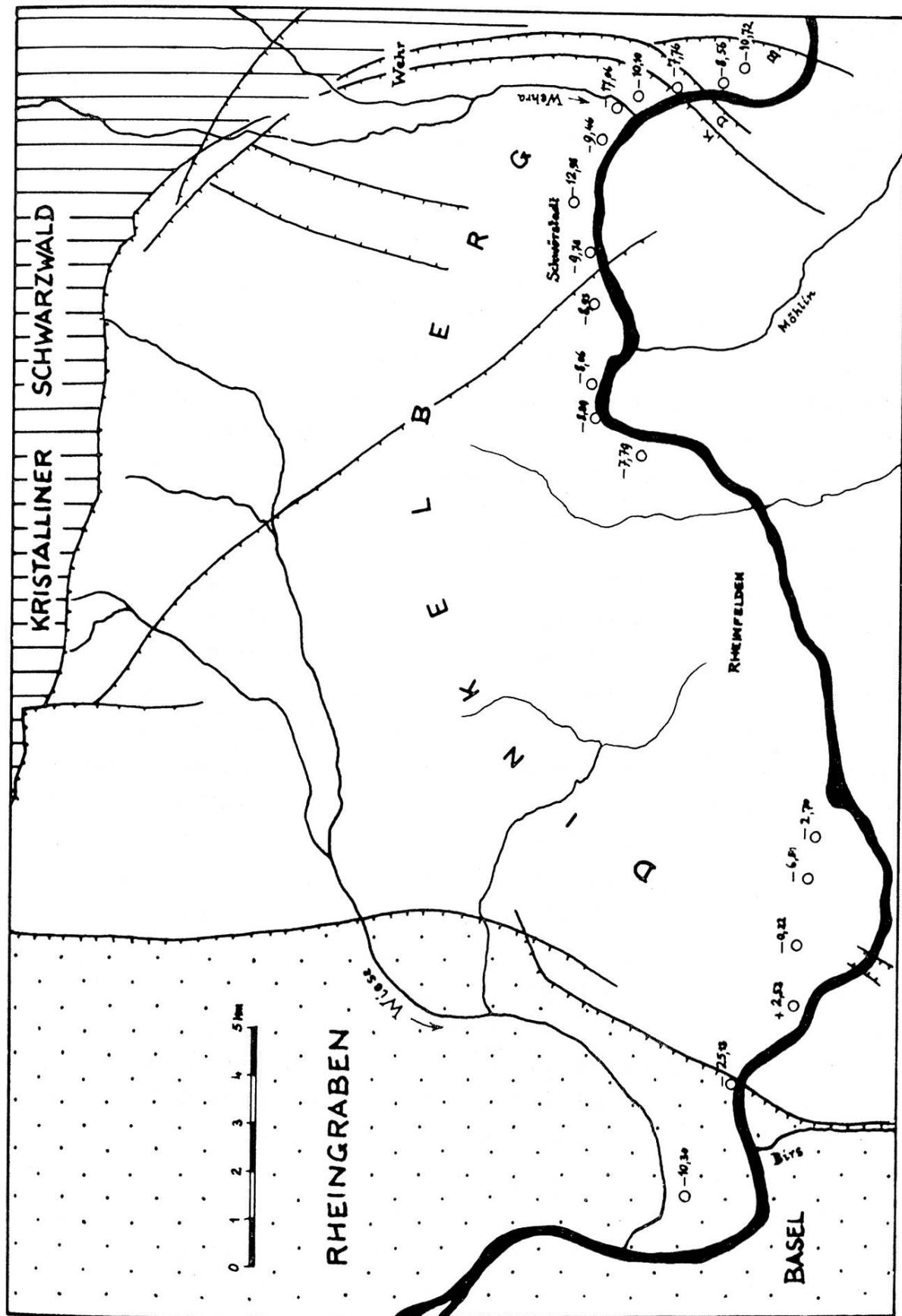


Abb. 26 *Der Rhein zwischen Wehra und Birs*

Werte der Präzisionsnivelllements nach Mälzer (Lit. 31). Erläuterungen im Text.

Störung am Chaisterchopf im Zusammenhang stehen könnte, trüfe den Rhein ca. 500 m weiter oberhalb und verursachte die Absenkung von —7,33 mm. Das würde aber bedeuten, dass diese Störung nicht als «fossil» anzusehen wäre, sondern als eine Stelle noch heute aktiver Tektonik.

Wie erwartet werden durfte, bringt uns der 20 km lange Hochrheinabschnitt zwischen Wehratal und der Rheingraben-Hauptverwerfung (hier: Rheintalflexur) kurz oberhalb von Basel zwei interessante Testzonen, wo die Ergebnisse der Geodäsie die geologischen Vermutungen stützen, um nicht zu sagen beweisen konnten. Diese beiden Zonen sind gleichzeitig die östlichen und die westlichen Ränder eines grossen Einbruchsgebietes, das den ganzen «Dinkelberg» umfasst und sich darüber hinaus noch bis zur Linie Kandern—Wieslet—Hausen—Hasel—Wehr erstreckt. Hier ist das Deckgebirge des Schwarzwalds so tief abgesunken, dass wir von Norden nach Süden gehend der Reihe nach das Rotliegende (Perm), den Buntsandstein, und jenseits der Wiese den Muschelkalk und den Keuper durchwandern. Die Westgrenze dieses Einbruchs bildet die Rheintalflexur, die zwischen der unteren Birs bei St. Jakob und dem Muttenzerfeld den Muschelkalk um rund 1400 m abgesenkt hat (Vgl. Lit. 4, S. 465).

Wenn uns auch durch die bereits erwähnte Umgehung von Rheinfelden bei der Wiederholungsmessung von 1961 wegen der Auslaugung der Salze in der Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks etwa die Hälfte des Rheintalweges zwischen Wehra- und Birsmündung verlorengeht, so fällt dies für uns nicht so sehr ins Gewicht, weil es uns vor allem auf das heutige Verhalten des östlichen und des westlichen Randes der Dinkelberg-Absenkung ankommt. Wir können ohnehin nicht den ganzen Komplex untersuchen, weil dazu geodätische Unterlagen vieler Nebenlinien vorhanden sein müssten. Bei einem flüchtigen Blick auf eine geologische oder tektonische Karte beeindruckt uns schon die ausserordentliche Häufung der Verwerfungen und Gräben rechts und links des Rheins; das Kartenbild sieht wie zerhackt aus, zumal durch das Vorherrschen der ungefähr nordsüdlich verlaufenden Störungen. Die Abb. 26 enthält sie nur zum geringsten Teil. Dass viele von ihnen heute noch wirksam sind, ist zu vermuten. Nur ein enges Netz geodätischer Linien mit Präzisionsnivelllements

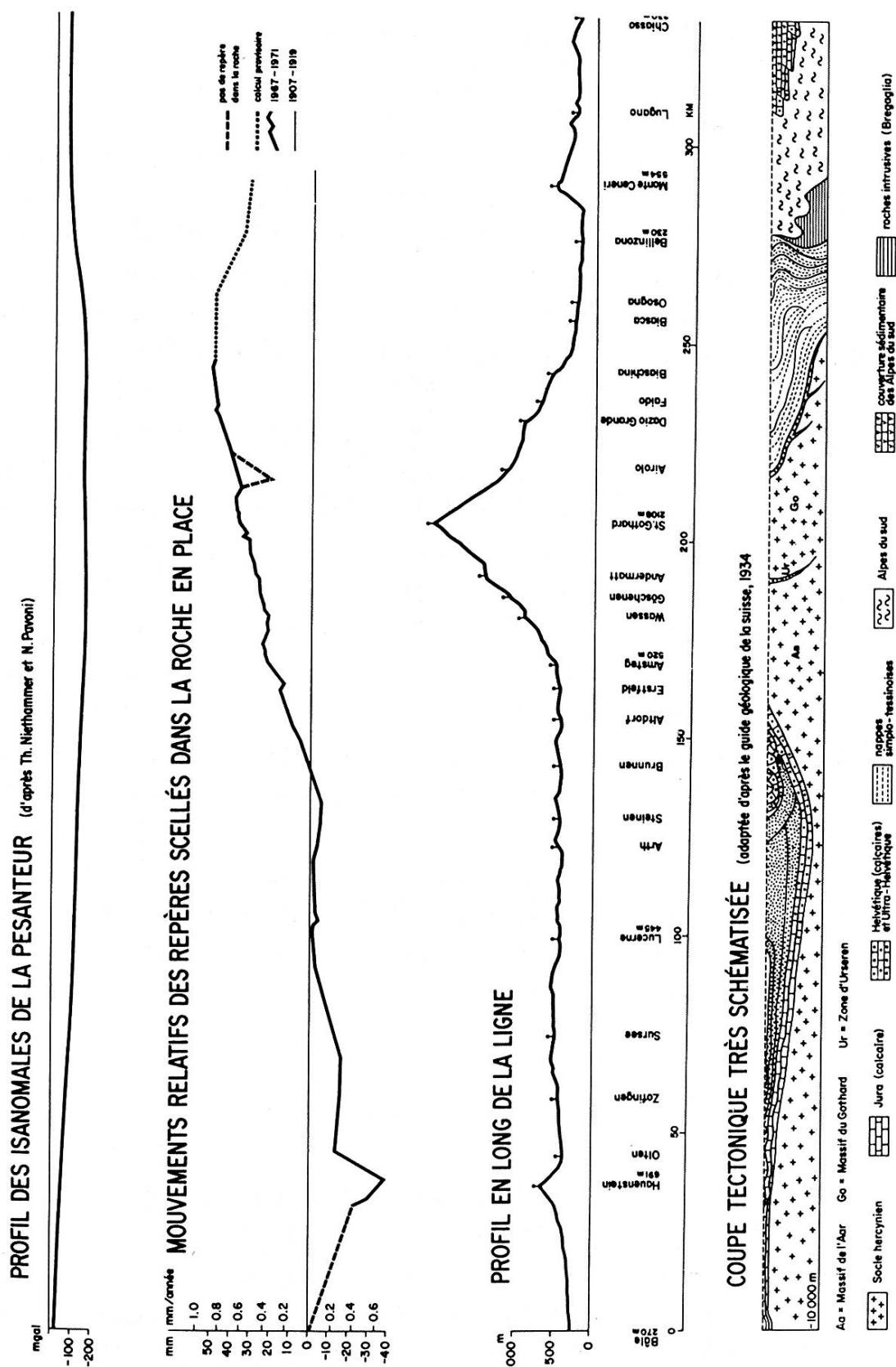


Abb. 27 Präzisionsnivelllement von Basel über den St. Gotthard-Pass in den Tessin (1909|18 und 1969|70)

Aus: JEANRICHARD, Francis; Service topographique fédéral. Wabern-Suisse. (Lit. 21). Einzelheiten im Text.

und mehrfachen Wiederholungsmessungen könnte hier Auskunft geben.

Heusser (Lit. 12) hat die Gesamtsprunghöhe des Bündels von Brüchen und Verwerfungen zwischen Säckingen und Brennet-Oeflingen mit rund 750 m angegeben. Die abgesunkenen Flügel sind jeweils die westlichen. Nach Heusser soll sich die Absenkung vor allem bei der Kirchbühl- und bei der Duttenberg-Verwerfung zeigen (in der Abb. 26 K und D); die Sprunghöhe bei der Störungen schätzt er auf etwas mehr als 500 m. Wie man aus den Werten der Feinnivellements differenzen der Abbildung ersehen kann, sprechen die angegebenen Daten deutlich für ein heutiges Andauern der Bewegungen. Die drei kräftigsten Senkungen liegen ca. 500 m westlich der Bruderhäusleberg-Verwerfung (in der Abb. 26 B) und in der Umgebung der Wehramündung mit jeweils —10,72 mm, —10,10 mm und —17,06 mm.

Wesentlich deutlicher als am Ostrand des Dinkelbergs zeigt sich die noch andauernde Krustenbewegung im Westen an der Rheintalflexur bei Punkt 630 a|6 am Grenzacher Horn mit —25,18 mm. Leider gibt es keine Unterlagen für die entsprechende Stelle auf der *linken* Rheinseite, wo die schweizerische Gotthard—Tessin-Linie auf der Route zwischen Basel und Pratteln die Rheinflexur überschreitet. Es ist das alte Leiden der Geodäten, dass oft mehr als durch Kriegszerstörungen die angelegten Höhenmarken durch die moderne Bauwirtschaft, besonders in den Ballungsräumen, verlorengehen.

5. *Eis-Isostasie im Alpenvorland?*

Bereits Ende der fünfziger Jahre ergab sich beim Studium junger Krustenbewegungen im Rhein-Main-Gebiet eine sehr interessante Zusammenarbeit zwischen Geologen und Geodäten. Morphologische erfasste Senkungen konnten in eindeutiger Weise von den Resultaten der Präzisionsnivelllements von 1885 und 1937 bestätigt werden, so dass man in der Lage war, nicht nur die *Tatssache* des Absinkens vorzuweisen, sondern man konnte nun auch ihr *Ausmass* für einen bestimmten Zeitraum in Millimetern und Zentimetern ausdrücken (Lit. 37 und 38).

In unserem süddeutsch-schweizerischen Untersuchungsgebiet haben jüngere geodätische Arbeiten sowohl in Baden-Württem-

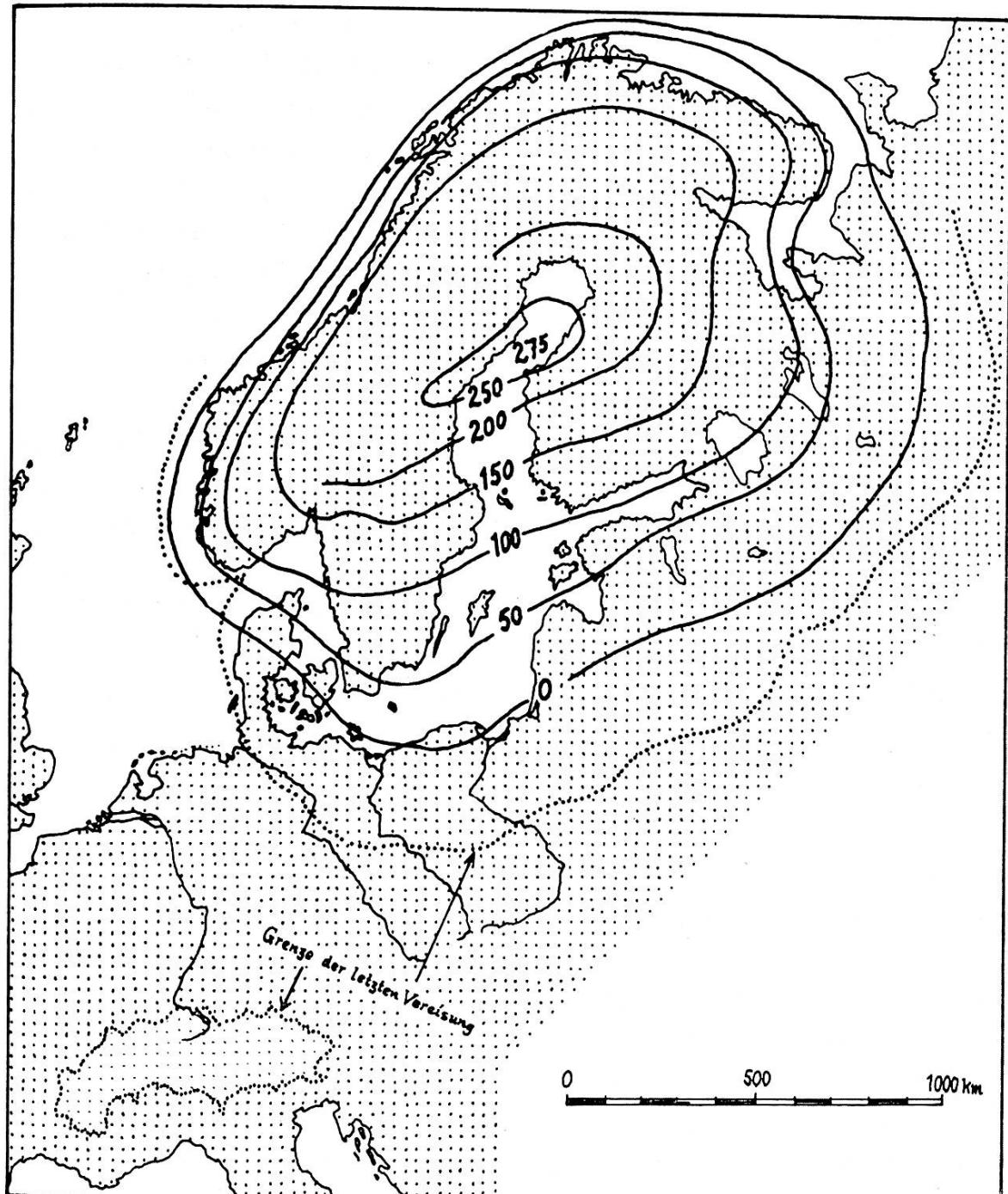


Abb. 28 *Die Ausdehnung der letzten Eiszeit (Würm) im Norden und in den Alpen. Linien gleicher postglazialer Hebung in Fennoskandia in Metern. (Nach Lit. 16). (Bonne'sche flächentreue Projektion).*

berg als auch in der Schweiz bemerkenswertes Material zutage gefördert. In den Jahren 1961, 1962 und 1965 wurden vom Landesvermessungsamt der Aussenstelle Karlsruhe die Wiederholungsmessungen zwischen Basel und dem Bodensee durchgeführt, und die Eidgenössische Landestopographie (Sektion Geodäsie) in Wabern überraschte vor allem mit dem Ergebnis der

Wiederholungsmessungen 1969|70 auf der Linie Basel—Olten—Luzern—Schwyz—Altdorf—Gotthard—Bellinzona—Monte Ceneri. Der Vergleich der Präzisionsnivelllements zwischen denen von 1909|18 und von 1969|70 zeigte eine Heraushebung des zentralen Alpenkamms bis zu 50 Millimetern (Lit. 21 und Abb. 27 aus Lit. 22). Interessant ist auch der Verlauf der Bouguer-Schwereanomalien (oberes Profil in der Abb. 27). Im Molassetrog senkt sich die Kurve 7 km nordwestlich von Luzern unter die —100 mgal-Marke, erreicht bei Routenkilometer 183,5 (zwischen Wassen und Göschenen) ihren tiefsten Wert mit —160 mgal, um dann zwischen Biasca und Bellinzona bei Kilometer 270 in raschem Anstieg über die —100 mgal-Linie aufzusteigen. — Es soll noch darauf hingewiesen werden, dass das Maximum der Hebung (zweites Profil von oben) *nicht* mit dem höchsten Niveau der Strasse am St. Gotthard-Pass zusammenfällt (drittes Profil von oben). Es liegt vielmehr bei Biaschina, d. h. auf der geographischen Breite des Pizzo Campo Tencia (3071 m), wo wir die Wurzelzone der Zentralalpen zu suchen haben: ein deutliches Zeichen dafür, dass die Heraushebung noch andauert.

Eine Korrespondenznotiz aus dem Jahr 1963 (Lit. 33) gab einen neuen Anstoss. Da war von dem Abschluss einer Wiederholungsmessung die Rede, welche entlang dem Jura-Südfuss von Neuenburg über Olten—Baden zunächst nach Kaiserstuhl führte. Vom Nullpunkt Genf an gerechnet war auf der rund 250 km langen Linie bis nach Kaiserstuhl ein langsames Ansteigen der Messwerte festzustellen (+34,5 mm). Zwischen Eglisau (+19 mm), Schaffhausen (+16 mm) und Stein am Rhein (+17 mm) blieben dann die Werte zwar ebenfalls positiv, fielen aber deutlich zurück. Am Südufer des Bodensees folgte wieder ein leichtes Ansteigen: bei Romannshorn auf +30,5 mm, bei St. Margrethen auf +25,5 mm. Von dort an wendet sich die Linie ins Rheintal nach Süden, dem Gebirge entgegen; Buchs notiert gegenüber Genf +46 mm und Sargans hält mit +59 mm dem maximalen Hebungswert der ganzen Linie. Natürlich handelt es sich bei diesen Messungen um relative Werte, welche eine gewisse Stabilität des Ausgangspunktes (*Repère Pierre du Niton*) voraussetzen. Die letzten fünfzig Routenkilometer im Rheintal zwischen Bodensee und Sargans sprechen auf jeden Fall für ein Andauern des alpinen Aufsteigens, denn schon bei Altstätten verlassen wir das Ge-

biet des Molassetrogs. Was jedoch den Raum zwischen Eglisau, Schaffhausen und Stein betrifft, so möchte man doch annehmen, dass hier andere Vorgänge hineinspielen, die von der schweizerischen Linie Genf—Kaiserstuhl—Bodensee in ihrem ursächlichen Zusammenhang nicht erfasst werden. Die jungen Krustenbewegungen im Gebiet des Kantons Schaffhausen mit Genf in Beziehung zu bringen, ist doch zweifellos riskanter als eine Orientierung in der westöstlichen Richtung Hochrhein—Bodensee, welche diesem Raum eher gerecht werden dürfte. Deshalb müssen wir noch etwas ausführlicher auf die baden-württembergischen Präzisionsmessungen zwischen Basel und Waldshut, vor allem aber auf die Linie Waldshut—Schaffhausen—Singen—Meersburg eingehen.

Jene etwas schwierigen Verhältnisse waren wohl die Veranlassung, sich einer wissenschaftlichen Arbeit zu erinnern, die vor etwa sechzig Jahren die morphologisch-geologische Geschichte Skandinaviens seit der letzten Eiszeit (Würm) zum Gegenstand hatte (Lit. 16 und Lit. 36, Vergleiche auch Abb. 28). Im Grunde handelte es sich um nichts anderes als um die Lösung der alten Probleme, die wir ganz zu Anfang erwähnt haben und für die der Begriff «Eis-Isostasie» geprägt worden ist. Es liess sich nämlich nachweisen, dass eine riesige Inlandvergletscherung, die in der Würmeiszeit Norwegen, Schweden, Finnland und Teile der heutigen Ostseeländer von Dänemark bis Russland bedeckte, einen gewaltigen zusätzlichen Druck auf die darunterliegende Krustenscholle ausühte, so dass sich letztere bis zur Wiederherstellung des gestörten Gleichgewichts absenken musste und das Magma seitlich auswich. Umgekehrt trat eine erneute Störung des Gleichgewichts ein, als am Ende der Würmeiszeit nach und nach die Eismassen vom Rande her abschmolzen und damit die Kruste entlasteten. Als Folge dieser fortschreitenden Entlastung des gesamten skandinavischen Raumes setzte eine Krustenhebung ein. Durch das «Nachhinken» dieser Bewegungen vollzieht sich natürlich diese rückläufige Hebung wegen der relativen Trägheit der subkrustalen Massen ausserordentlich langsam. Sie ist heute noch nicht abgeschlossen.

Abb. 28 zeigt neben den Linien gleicher postglazialer Hebung auch die Ausdehnung der Vergletscherung während der letzten Eiszeit in Fennoskandia (= Finnland plus Skandinavien) im Vergleich zur alpinen Würmeiszeit. Die nordische Vereisung

in der angegebenen flächentreuen Bonneschen Projektion (ohne Sibirien und Arktis) umfasste $3\,329\,500\text{ km}^2$. (Gg. Wagner [Lit. 42, S. 227] gibt $3\,300\,000\text{ km}^2$ an.) Die gleichzeitige alpine Vereisung erstreckte sich nur über $126\,000\text{ km}^2$. Abgesehen von der erheblich grösseren flächenmässigen Ausdehnung im Norden ist dort auch die *Eismächtigkeit* ungleich grösser gewesen als in den Alpen. (Mittlere skandinavische Eismächtigkeit ca. 2000 m; Maximum knapp 3000 m.) Berücksichtigt man beides, dann dürfte man die Kräfte, die jeweils eine isostatische Bewegung erzeugen, günstigstenfalls im Verhältnis $40:1$ annehmen. Immerhin sollte man meinen, dass sowohl der Eisdruck während der alpinen Würmeiszeit als auch sein anschliessendes Nachlassen im alpinen Gebiet gross genug gewesen sein müsste, dass junge Krustenbewegungen eingetreten sind. Freilich sind sie relativ geringen Ausmasses; man konnte jedenfalls bisher keine eisisostatischen Bewegungen nachweisen. Nun hat es den Anschein, dass uns die Geodäsie mit ihren Feinnivellements behilflich sein könnte, hier, wo andere Methoden der Forschung versagen, eine Lücke zu schliessen.

Wir sind uns dabei bewusst, dass die nachstehenden Ausführungen mit allen Vorbehalten einer neuen Idee zu betrachten sind, insofern die Zusammenarbeit und der Erfahrungsaustausch zwischen Geodäten und Geologen erst am Anfang stehen. Das heisst zwar nicht, dass wir es an der erforderlichen Sorgfalt der Beobachtungen und Berechnungen fehlen liessen, aber in etwa einem Menschenalter wird man schon deshalb klüger sein, weil dann ungleich mehr exakte geodätische Messungen vorliegen werden als die bisherigen zwei oder drei in einem mehr oder weniger beschränkten Höhennetz.

Die im vorhergehenden Kapitel am Hochrhein erwähnten Feinnivellements haben überwiegend negative Werte, die am deutlichsten an zwei Stellen die Wirksamkeit junger Krustenbewegungen aufzeigen: am unteren Wehratal, d. h. am Ostrand der abgesenkten Dinkelberg-Scholle, und an ihrem Westrand zum Rheingraben hin. Wer eine geologische (Lit. 51) oder eine tektonische Karte der Schweiz (Lit. 55) betrachtet, dem werden die Dutzende von kleineren und grösseren Verwerfungen ins Auge fallen, die vorwiegend in Richtung des Rheingrabens den Dinkelberg und den jenseits des Rheins gelegenen Tafeljura durch-

schneiden. Es besteht kaum ein Zweifel, dass bei späteren, detaillierteren Untersuchungen an mehreren Stellen als an den beiden obenerwähnten, junge Bewegungen nachgewiesen werden. (Im Buntsandstein-Odenwald liessen sich durch Präzisionsnivelllements solche noch heute «tätigen» Verwerfungen in rheinischer Richtung in mehr als 30 km Abstand von der östlichen Rheingraben-Hauptverwerfung überzeugend feststellen [Lit. 38, S. 336 — Erbach-Michelstadter Grabenbruch] —.)

Wenn wir uns nun dem Gebiet zwischen dem mittleren Bodensee und der Aaremündung bei Waldshut zuwenden, dann stehen uns die beiden Feinnivellements von 1922|62 und 1941|65 zur Verfügung (Lit. 26). Bei der Suche nach einer Punktgruppe verhältnismässiger Stabilität erwies sich ein Linienabschnitt als besonders geeignet. Als Nullwert wurde der Messpunkt B1|23: alte Strassenbrücke über die SBB, angenommen. Die Rechts- und die Hochwerte sind auf der Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 1031 — Neunkirch: $R = 685\,850$; $H = 279\,025$; auf der Topographischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Blatt 8317 — Jestetten: $R = ^{34}68\,625$; $H = ^{52}79\,860$. In der beigefügten Tabelle (Abb. 29) führt dieser Punkt die laufende Nummer 13 und ist mit $+0,01$ mm Hebung praktisch konstant geblieben.

Was man schon aus den jeweilig letzten Spalten der eben genannten Tabelle 29 entnehmen kann, das veranschaulicht noch besser Abb. 30. Jedenfalls ist es auffällig, dass alle negativen Werte — mit zwei Ausnahmen bei Stockach und bei Ludwigshafen, auf die wir gleich zu sprechen kommen — nur bis zur Linie Rafz—Lottstetten—Jestetten reichen. Blättern wir nun zurück zu Abb. 12, dann überrascht uns die Tatsache, dass diese drei Orte ziemlich genau den Verlauf des dort eingezeichneten maximalen Eisrandes der Würmeiszeit wiedergeben. Bis zu dieser Linie reichte der Westrand des Rheingletschers und damit das Gebiet des anhaltenden zusätzlichen Eisdurcks auf den Untergrund. Die Eismächtigkeit war am Eisrand relativ gering, doch am Pfänder (bei Bregenz) erreichte die Oberfläche des Rheingletschers noch 680 m über dem heutigen Rhein-Bodensee-Niveau von rund 400 m (Vgl. Lit. 42, S. 224).

Die zunehmend positiven Werte von Schaffhausen bis Singen, ebenso die Hebungstendenz am Nordufer des Bodensees vom Bahnhof Ludwigshafen bis Hagnau finden eine deutliche Ent-

Nummer in der Ab- bildung 30	LAGE DES PUNKTES ² im Kartenbild	Punkt- Nummer		Vertikale ⁵ Aenderung mm
		alt	neu	
1	KADELBURG-ETTIKON, Haus Nr. 113	B 687	29	—13,39
2	RHEINHEIM, Rathaus	M	1	—11,56
3	RECKINGEN, Kirche	B 690	7	—10,85
4	LIENHEIM, Kirche, Turm	M	5	— 8,80
5	ENGELHOF	B 695	10	—14,86
6	HOHENTENGEN, Schloss Rötteln	B("b)37	12	—10,43
7	HOHENTENGEN, Rathaus	B 697	14	—11,68
8	HOHENTENGEN, Feldkreuz	B(698a) ⁴⁰	17	—13,63
9	HERDERN, Kirche, Fensterbank	M	18a	—12,59
10	HERDERN, Landesgrenzstein	B(699c) ⁴³	21	—11,37
11	RAFZ, Haus «Zur Sommerau»	B (2)	b+	— 9,17
12	JESTETTEN, Kirche, Turm, Norden	B 43	20	— 5,29
13	JESTETTEN, alte Strassenbrücke über die SBB	B 1	23	+ 0,01
14	NEUHAUSEN, Bad. Bahnhof	M	385+	— 1,03
15	SCHAFFHAUSEN, Bahnhof	M	388+	+ 0,62
16	HERBLINGEN, Bahnhof	M	M+	+ 1,80
17	BIETINGEN, Pfarrhaus	B 704	11	+ 6,94
18	GOTTMADINGEN, Rathaus	B 706	17	+ 6,30

Abb. 29 *Senkungen und Hebungen zwischen Aare und Bodensee*¹ Linienverzeichnisse Waldshut—Stockach 1922|24—1962. Lit. 26.² Linienverzeichnisse Friedrichshafen—Stockach 1939|41—1965. Lit. 26.³ Alle Berechnungen beziehen sich auf Punkt Nr. 13 (B1—23), Jestetten: alte Strassenbrücke über die SBB.

Nummer in der Ab- bildung 30	LAGE DES PUNKTES ⁴ im Kartenbild	Punkt- Nummer		Vertikale ⁵ Aenderung mm
		alt	neu	
19	SINGEN, Aluminiumstrasse 10	B 38	10	+ 8,39
20	SINGEN, Bahnwärterhaus 535a	B 892	13	+ 7,15
21 ¹	STAHRINGEN, Bahnhof	M	59a	+ 8,16
22 ¹	WAHLWIES, Bahnhof	B 924	3	+ 4,45
23	STOCKACH, Strassenunterführung	B 918	15	+ 5,53
24	STOCKACH, St. Loretto, Nr. 37	B 977	57	- 1,36
25 ³	LUDWIGSHAFEN, Kirchturm	B 980	49	-16,59
26 ³	LUDWIGSHAFEN, Bahnhof	B 135	46	+ 7,48
27	SIPPLINGEN, Fels bei km 2,210	B 2427	40	+ 5,73
28	SIPPLINGEN, Kirche, Turm	B 2426	26	+ 4,67
29	SIPPLINGEN, Fels bei Haus Nr. 10	B 2423	23	+ 6,73
30	SIPPL.-SUESSENMUEHLE, Bahnhof	B 88	16	+ 5,56
31	UEBERLINGEN, Westbahnhof	B 85	5	+ 9,01
32	UEBERLINGEN, Ostbahnhof	B 29	31	+ 7,16
33	NUSSDORF, Haus Nr. 10 «Zum Stichling»	B 2407	25	+ 2,43
34	OBERUHLDINGEN-OBER- MAURACH, Bahnüberführung	B 988	16	+ 1,62
35	MEERSBURG, Rathaus	B 2395	16	+ 1,70
36	HAGNAU, Wasserwerk	B 994	7	+ 3,27

Abb. 29 Senkungen und Hebungen zwischen Aare und Bodensee

¹ und ³ Dass die Nummern 21 und 22, sowie auch 25 und 26 in der Abb. 30 in der Reihenfolge verändert erscheinen, ist eine Folge des rückläufigen Messweges an diesen Stellen.

² Linienverzeichnisse Waldshut—Stockach 1922|24—1962. Lit. 26.

⁴ Linienverzeichnisse Friedrichshafen—Stockach 1939|41—1965. Lit. 26.

⁵ Alle Berechnungen beziehen sich auf Punkt Nr. 13 (B1—23), Jestetten: alte Strassenbrücke über die SBB.

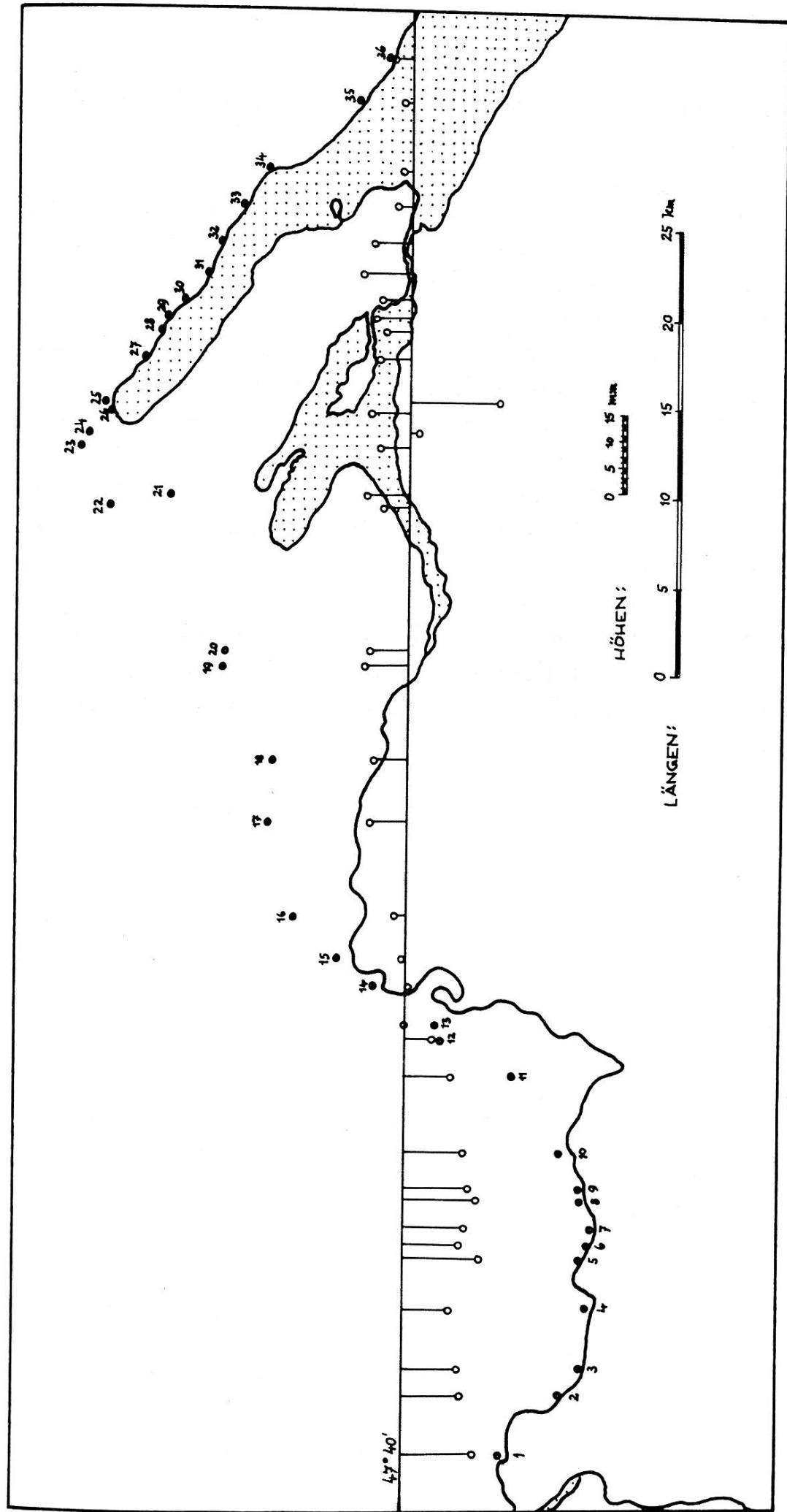
sprechung am südlichen, schweizerischen Bodenseeufer zwischen Emmishofen (+24 mm) und Romannshorn (+30,5 mm). [1905|15 und 1949|55].

Es ist in der Natur keine Seltenheit, dass gegensätzlich wirkende Kräfte oder auch solche, die sich summieren, durch ihr Endresultat, das ja allein sichtbar wird, eine Einheitlichkeit vortäuschen, die in Wirklichkeit gar nicht existiert. Wir wollen daher auch keineswegs behaupten, dass die festzustellenden Hebungen in dem angegebenen Umfang das volle Ergebnis einer postglazialen Restabilisierung darstellen. Dazu sind unsere Kenntnisse noch zu lückenhaft. Dennoch scheint uns der Schluss nicht unberechtigt, auch in dem Raum des nach Norden gerichteten Eisfächers des würmeiszeitlichen Rheingletschers, dessen Zentrum etwa im heutigen mittleren Bodensee liegt, in einem Radius von 40—50 Kilometern eine postglaziale Eis-Isastasie anzunehmen. Wenn wir auch nicht annähernd mit vertikalen Lageveränderungen rechnen dürfen, wie sie am Rande der nordischen Inlandvereisung aufgetreten sind, so wäre doch kaum einzusehen, dass Entspannungsbewegungen der ehemals belasteten Kruste überhaupt nicht mehr stattfänden.

Wie Tabelle 29 und Abb. 30 zeigen, ist südlich von Stockach bei St. Loretto eine schwache Absenkung (—1,36 mm) und in Ludwigshafen eine sehr ausgeprägte von —16,59 mm zu verzeichnen. Hier dürfte es sich um eine partiell sehr wirksame Verwerfung handeln, die dicht am Nordostufer des Ueberlingersees von Nordwesten nach Südosten streicht. Die ganze Lage des Bodensees mit seinem gleichgerichteten unterseeischen Grabenbruch unterstreicht die im ganzen südlichen Schwarzwald so verbreitete Tektonik, die im Nordwest-Südost-Verlauf die Richtung der Hauptspannung im Zusammenhang mit den Mechanismen in den Bebenherden anzeigt (Lit. 13).

Häufig stösst man auf die Beobachtung, dass zwar relativ junge geologische Tektonik den Gesamteindruck völlig zu bestimmen scheint, dass sich aber sehr alte Strukturen immer wieder bemerkbar machen.

Abb. 30 *Kartenbild mit der Lage der Messpunkte von Abb. 29 (ausgefüllte Kreise) und ihre relative Hebung und Senkung (leere Kreise) bezogen auf die geographische Breite 47° 40'.*



Letzten Endes ist dieser kleine Beitrag zur Geomorphologie und Geologie nichts anderes als ein Essay zum Thema «lebendige Landschaft». Natürlich kann hier nicht vom Leben im biologischen Sinn die Rede sein, sondern von einer Fähigkeit, ja sogar einem zwangsmässigen Ablauf, dem *auch* die Organismen unterworfen sind: der ständigen *Veränderung*.

Auch die anorganische Erde ist nichts weniger als «tot». So lange sie existiert, so lange sie sich um sich selbst dreht, sich um die Sonne bewegt und abhängig ist von der Sonne und von ihren Mit-Planeten, so lange wird das labile Gleichgewicht ihres beweglichen, plastischen Magmas ständig gefährdet bleiben und immer wieder ausgeglichen werden müssen. Charakteristisch für diesen Ausgleich sind nicht so sehr die punkthaft auftretenden, aber sehr eindrucksvollen vulkanischen Eruptionen und das plötzliche Auftreten von Spalten und Rissen, sondern die weiträumigen Hebungen, Senkungen und Kontinentalverschiebungen, die Gebirgsbildungen und Faltungen, die in unüberblickbaren Zeiträumen ausserordentlich langsam und völlig undramatisch vor sich gehen.

LITERATUR

Lit.

- 1 BAER, Karl Ernst von: «Ueber ein allgemeines Gesetz in der Gestaltung der Flussbetten». St. Petersburg 1860.
- 2 BOSSARD, W. E.: Siehe «Zölly und Bossard» — Nr. 48.
- 3 BÜCHI, Ulrich P., WIENER, Gabriel und HOFMANN, Franz: «Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz». *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. 58, Nr. 1 1965. Birkhäuser AG., Basel.
- 4 BUXTORF, A: «Profil durch die Rheintalflexur bei Basel» in: HAUBER, L: *Exkursion Basel-Frick. Geologischer Führer der Schweiz. Heft 6.* Wepf & Co, Basel 1967. S. 465.
- 5 CAILLEUX, André: «Der unbekannte Planet». Fischer Taschenbuchverlag. Frankfurt-Main. 1972 — Nr. 6160 — Tabelle 15, S. 78|79.
- 6 CLOOS, Hans: «Gespräch mit der Erde». R. Piper & Comp.-Verlag. München 1949. S. 244ff.
- 7 CLOOS, Hans: «Künstliche Gebirge» in «Natur und Museum»; Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft. Bd. 59. Heft 5 — Mai 1929. Frankfurt-Main. S. 225 —243.
- 8 DOEBEL, F.: «The tertiary and pleistocene sediments of the northern and central part of the upper Rheingraben» in «The Rhinegraben Progress Report 1967» Freiburg i. Br.|Strasbourg. S. 48—54.
- 9 FRÜH, J: «Geographie der Schweiz». St. Gallen. Buchdruckerei Zollikofer & Cie.| Fehr'sche Buchhandlung, Verlag. Bd. I. Seite 231.
- 10 GOETHE, Joh. Wolfg.: «Reise in die Schweiz». 1797. Deutscher Taschenbuch Verlag GmbH & Co. (dtv) München. Nr. 28 JWG. Seite 158ff.
- 11 HEIM, Albert: «Geologie des Rheinfalls». Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen. 1931.
- 12 HEUSSER, Hans: «Beiträge zur Geologie des Rheintals zwischen Waldshut und Basel mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne.» *Geol. Komm. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft. Neue Folge*; 57. Lfg. II. Abt. des ganzen Werks; 87. Lfg. — Basel-Bern. 1926.
- 13 HILLER, W.; ROTHE, J. P.; SCHNEIDER, G.: «La séismicité du fossé rhénan»; in «The Rhinegraben Progress Report 1967». Freiburg i. Br.|Strasbourg 1967. S. 100.
- 14 HOFMANN, Franz: siehe BÜCHI, WIENER, HOFMANN — Nr. 3.
- 14 HOFMANN, Franz: «Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken». Bd. 76 des Jahrbuchs der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft.
- 15 HOFMANN, Franz: «Die geologische Entwicklungsgeschichte des Gebiets zwischen Hörnli und Rheinfall». Heft 33|1970 der Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Winterthur.

16 HÖGBOM, A. G.: «Fennoskandia (Norwegen, Schweden, Finnland)». Handbuch der regionalen Geologie. IV. Band, 3. Abt., 13. Heft. S. 197. Heidelberg 1913. Abbildung der Hebung Fennoskandias nach der Eiszeit in Kap. III «Abriss der geologischen Geschichte» Abschn. 5: «Die Quartärzeit». S. 129—134. Abb. 32 auf S. 131.

17 HÜBSCHER, Hans: «Einführung in die Erdgeschichte unserer Schaffhauser Heimat». Neujahrblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen. Nr. 14 — 1962.

18 HÜBSCHER, Jakob: «Ueber Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen». Neujahrblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen auf das Jahr 1951. S. 9—21.

19 HÜBSCHER, Jakob: «Der Rheinfall». Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen, 1931.

20 HÜTTNER, R. und WIMMENAUER, W.: «Erläuterungen zu Blatt 8013 — Freiburg im Breisgau». Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. Stuttgart 1967. S. 124.

21 JEANRICHARD, Francis: «Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes». Communication présentée à la XVème Assemblée Générale de l'U. G. G. I. Moscou, 2—14 Août 1971. Estratto dal «Bollettino di geodesia e scienze affini». Firenze, Anno XXXI — N 1 — 1972 — Fig. 1: Profil des isanomales de la pesanteur (d'après Th. Niethammer et N. Pavoni).

22 JEANRICHARD, Francis: im «Bulletin Géodésique», Union Géodésique et Géophysique Internationale. Nouvelle Série. 1972. No 105. Bureau Central de l'Association Internationale de Géodésie; 19 rue Aubert — Paris (9e).

23 KUNTZ, E: «Elektronische Entfernungsmessungen im oberen Rheingraben» Oberrheingraben-Kolloquium in der Universität Karlsruhe vom 13.—15. April 1972. Referat.

24 KUTSCHER — PRINZ — SCHWARZ: Bodenbewegungen in Hessen und ihre geologische Deutung». Zeitschrift für Vermessungswesen. 93. Jahrgang 1968, Heft 2. Verlag Konrad Wittwer. Stuttgart. S. 53.

25 LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WUERTTEMBERG. Aussenstelle Karlsruhe. Deutsches Haupthöhennetz. Netzteil VI. Linie Basel Bad. Bhf. — Waldshut 1922. Wiederholungsmessung 1961: Waldshut—Basel.

26 LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WUERTTEMBERG. Aussenstelle Karlsruhe. Deutsches Haupthöhennetz: Linie 606 — (1922—1962) Waldshut—Stockach und Linie 679 (1941—1965) Stockach—Friedrichshafen.

27 LAUBSCHER, H. P.: «Geologischer Führer der Schweiz». Wepf & Co. Basel 1967. Heft 4. S. 218.

28 LAUBSCHER, H. P.; THEOBALD, N.; WITTMANN, O.: «Le prolongement S du fossé rhénan» in «The Rhinegraben Progress Report 1967». Freiburg i. Br. | Strasbourg; pg. 59—66.

29 LECOLAZET, R.: «La carte gravimétrique du fossé rhénan» in «The Rhinegraben Progress Report 1967». Abhandlungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg. Freiburg i. Br.|Strasbourg 1967. S. 104, Fig. 1.

30 MÄLZER, H.: «Studies of relative vertical earth crustal movements in the Rhine-graben from Rastatt to Basel» in «The Rhinegraben Progress Report 1967». S. 20ff.

31 MÄLZER, Hermann: «Untersuchungen von Präzisionsnivelllements im Oberrhein-graben von Rastatt bis Basel im Hinblick auf relative Erdkrustenbewegungen» in «Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayr. Akad. d. Wissenschaften» Reihe B: Angewandte Geodäsie. Heft Nr. 138. München 1967.

32 MÄLZER, H.: «Comparison of the first and second levelling in the Upper Rhine-graben and Black Forest for relative vertical movements» in «Problems of Recent Crustal Movements». 3rd International Symposium, Leningrad 1968. Moskau 1969 — Seite 273ff.

NIETHAMMER, TH.: Siehe JEANRICHARD — Nr. 21

33 OETTLI, Hansjörg: Eidgenössisches Militärdepartement. Abteilung Landestopographie. Wabern. Korrespondenz vom 5. Nov. 1963.

34 ORTLAM, D.: «Entwicklung und Ueberlagerung rheinischer und variskischer Strukturen im Bereich des Oberrheingrabens». Oberrheingraben-Kolloquium in der Universität Karlsruhe vom 13.—15. April 1972. Referat.

PAVONI, N.: Siehe JEANRICHARD — Nr. 21.

PRINZ: Siehe KUTSCHER — PRINZ — SCHWARZ — Nr. 24.

35 REGIERUNGSPRAESIDIUM SUEDBADEN: «Natürliche Wasserspiegel am Hochrhein vor Errichtung der Kraftwerke». Werte für Niederwasser ($170 \text{ m}^3/\text{s}$), Mittelwasser ($320 \text{ m}^3/\text{s}$) und Hochwasser ($1070 \text{ m}^3/\text{s}$). Freiburg i. Br. Abt. VI — Wasserstrassen.

ROTHE, J. P.: Siehe HILLER — ROTHE — SCHNEIDER, G. — Nr. 13.

36 SAURAMO, Matti: «The Mode of the Land Upheaval in Fennoscandia during Late-Quaternary Time». Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. No 125, pg. 39—63; 9 fig; 1 pl. Helsinki 1939.
Besonders: «Isostatic Recovery» p. 52—53 und «Discontinuous Nature of Uplift»; p. 58—60 mit fig. 9.

SCHNEIDER, G.: Siehe HILLER — ROTHE — SCHNEIDER, G. — Nr. 13.

37 SCHNEIDER, Hans: «Geomorphologische Probleme in der Umgebung von Schlüchtern». Jahrbuch 1961 der Ulrich von Hutten-Schule in Schlüchtern — Hessen. S. 17ff.

38 SCHNEIDER, Hans: «Hinweise für geologische Wanderungen im Buntsandstein von Spessart und Odenwald» in «Natur und Museum», Berichte der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt am Main. Senckenberg-Anlage 25. Band 96; Heft 8 und 9. S. 335ff. — 1966.

SCHWARZ, E.: Siehe KUTSCHER — PRINZ — SCHWARZ — Nr. 24.

39 SPAHN, J.: «Die Rheinkorrektion bei Rüdlingen». Schaffhausen. Buchdruckerei von H. Meier & Cie. 1898.

40 STAUB, Rudolf: «Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie». Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Bd. LXIX, Abh. 1. Gebr. Fretz Verlag, Zürich, 1934.

41 SUESS, E.: «Entstehung der Alpen». Wien, 1895.

THEOBALD, N.: Siehe LAUBSCHER — THEOBALD — WITTMANN — Nr. 28.

42 WAGNER, Georg: «Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte». F. Rau. Oehringen, 1950. S. 128.

43 WAGNER, Georg: «Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands». Erdgeschichtliche und landeskundliche Abhandlungen aus Schwaben und Franken. Herausgegeben vom Geologischen und Geographischen Institut der Universität Tübingen. Heft 10. Hohenlohesche Buchhandlung F. Rau. Oehringen, 1929. S. 257.

44 WAGNER, Wilhelm: «Das Erdöl im Rheingraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens». Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1948. Bd. 100. Enke Verlag, Stuttgart. S. 518—543.

45 WASSERKRAEFTEN DER SCHWEIZ: Band 2: Die Wassermengen. S. 9. Eidgen. Abt. für Wasserwirtschaft. Bern. Bollwerk 27 — 1916. (Mittelwerte der Jahre 1909 bis 1913. Messstation NOHL, 155 m unterhalb des Fährseils.)

46 WASSERKRAEFTEN DER SCHWEIZ: Band 3: Die Längenprofile. — Eidgen. Abt. für Wasserwirtschaft. Bern. Bollwerk 27 — 1916.

47 WEGENER, Alfred: «Die Entstehung der Kontinente und Ozeane». 1915.
 WIENER, G.: Siehe BÜCHI, WIENER und HOFMANN — Nr. 3.
 WIMMENAUER, W.: Siehe: HÜTTNER und WIMMENAUER — Nr. 20.
 WITTMANN, O.: Siehe LAUBSCHER — THEOBALD — WITTMANN — Nr. 28.

48 ZÖLLY, H. und BOSSARD, W. E.: «Der neue Nivellement-Horizont der Schweiz: RPN = 373,6 m». Mitteilung der Abt. für Wasserwirtschaft. Bern 1917. Rösch und Schatzmann.

Karten (Pläne)

49 CARLE, W.: «Geotektonische Uebersichtskarte der Südwestdeutschen Grossscholle». Herausgegeben von der Geologischen Abteilung der Württembergischen Landesanstalt. 1 : 1 Million. 1950.

50 DUFOUR-KARTE DER SCHWEIZ. 1 : 100 000 — Blatt III: Liestal—Schaffhausen. 1849.

51 GEOLOGISCHE KARTE DER SCHWEIZ. 1 : 500 000. Herausg. von d. Schweizerischen Geologischen Kommission. 1972.

52 HANTKE, René und Mitarbeiter: «Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete». 1 : 50 000. Zürich 1967.

53 KRAFTWERK RHEINAU: Nordostschweizerische Kraftwerke AG. — Baden.
 a) Uebersichtsplan 1 : 5000 (Ausführungsplan 2)
 b) Längenprofil des Rheins der Konzessionsstrecke Rheinau 1 : 10 000 | 1 : 10.

54 SCHALCH, F.: «Geologische Spezialkarte von Baden». 1 : 25 000 — Blätter Bonndorf, Blumberg, Stühlingen, Wiechs am Randen, Griessen, Jestetten.

55 TEKTONISCHE KARTE DER SCHWEIZ. 1 : 500 000. Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission. 1972.

ABBILDUNGEN

Abb.

1 Geologische Zeittafel (Tabelle)	11
2 Wechselseitige (korrelate) Ablagerungen im Hebungsgebiet (Terrassenbildung) und im Senkungsgebiet	13
3 Bouguer - Anomalien zwischen Schwarzwald und Bodensee	21
4 Generalisierte tektonische Uebersicht	23
5 Generalisierter Querschnitt durch das Vogesen-Schwarzwald-Massiv (W 30° N — E 30° S)	25
6 Lorettoberg-Tunnel	27
7 «Ein künstliches Gebirge»	29
8 «Die Südwestecke von Deutschland, wie sie der Geologe sieht»	33
9 Tertiär nördlich der Alpen (Tabelle)	35
10 Glazial- und Interglazialzeiten des Pleistozäns (Diluvium) Tabelle	40
11 Der Rhein unterhalb von Schaffhausen und sein altes Bett	42
12 Der Rhein zwischen Schaffhausen und Tössmündung	45
13 Gefällsverhältnisse in der Rheinauer Doppelschleife	47
14 Schichtlagerungskarte des Klettgaus	50
15 Anhaltende Kippung des Wangentals	52
16 Zwei Querprofile in der Rheinauer Doppelschleife	54
17 Die Querprofile von Abb. 16	55
18 a—d Vier Photos mit Positions- und Blickwinkelkizzen aus der Umgebung von Rheinau	58 59
19 Terrassenniveaus bei Rüdlingen	62
20 Flugbild (SWISSAIR-Zürich, Nr. 21 487) Bildausschnitt: siehe Abb. 19	63
21 Profil Gnüll—Hagenbuck. Schichtgrenze USM—OMM. (Erläuterungen im Text)	65
22 Zwei Querprofile zwischen Rüdlingen und Tössmündung (Erläuterungen im Text)	67
23 Unteres Surbtal und Umgebung	69
24 Die drei Erosionsbasen des Rheins	73
25 Der Rhein bei Laufenburg (Erläuterungen im Text)	79
26 Rhein zwischen Wehra und Birs (Erläuterungen im Text)	81
27 Präzisionsnivelllement von Basel über den St. Gotthard-Pass in den Tessin .	83
28 Die Ausdehnung der letzten Eiszeit (Würm) im Norden und in den Alpen. Linien gleicher postglazialer Hebung in Fennoskandia in Metern. Nach Lit. 16	85
29 Senkungen und Hebungen zwischen Aare und Bodensee (Tabelle)	90 91
30 Kartenbild mit der Lage der Messpunkte und ihrer relativen Hebung und Senkung	93

