Tektonik

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **18 (1923-1924)**

Heft 1

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

II. Alluvium.

Die jüngsten Bildungen sind am linken Bielerseeufer äusserst schwach entwickelt. Überall fast bilden steileinfallende kretazische und jurassische Sedimente das Seeufer. Wo diese aus der Uferzone etwas zurückweichen, wie bei Vingelz, Wingreis-Engelberg, Twann und westlich Ligerz, wurde Raum geschaffen für die Anlage von Strandböden (Lit. 4, 5).

Tektonik.

A. Südschenkel der Seeketteantiklinale; kleine Synklinale von Vingelz-Hüsli.

I. Abschnitt Biel–Wingreis.

ROLLIER schreibt im Premier supplément: „La voussure de Macolin ou du Jorat, 1089 m, présente une large voûte kimmeridienne; puis viennent des ondulations et des découpures plus ou moins fortes qui donnent un caractère assez sauvage aux rives du lac de Bienne" (Lit. 32). Die ganze Südflanke des Gewölbes von Biel westwärts wird beherrscht von übereinander sich wiederholenden, teils kräftigeren, teils schwächern Flexuren, die zwischen Alfermée-Tüscherz, in einer Zone quer zur allgemeinen Streichrichtung des Gewölbes, ihre maximale Akzentuierung erreichen (Prof. 12—17, Taf. III); nach NE gegen Biel zu sich abschwächen, nach SW gegen Twann hingegen durch die Bildung des sekundären Kapfgewölbes von einem modifizierten Bau der Seekettesüdflanke abgelöst werden (Taf. I).

Dem Seeufer entlang bilden die Schichten eine ausgesprochene Steilzone, die nach oben in ausgeprägter Knickung in die gewellte Abdachung übergeht (Prof. 3—6, Taf. III). Im verlassenen Steinbruch Goldberg stehen die Marbre bâtard- und Purbeckbänke saiger; die westliche Steinbruchwand zeigt die letztern sogar in überkippter Lage, 25° bergwärts fallend. Diese Steilstellung war die Ursache, dass obere Portlandschichten losbrachen und nun als Bergsturzblöcke zwischen Waldrand und Bahnlinie im Rebgelände liegen (Taf. I).

Das Streichen des untern Valangien in der Steilzone bis zum Steinbruch Goldberg beträgt N 65° E. In der Tschatener nördlich Vingelz ergibt die Messung N 75° E, also ein leichtes Abbiegen nach WSW. Die Steilzone weicht vom Seeufer zurück, weil die Synklinale von Vingelz-Hüsli aus dem See auftaucht.

Das Einstauchen der Wiederlager des Gewölbes wird durch sie gesteigert, und unterer Valangienkalk, oberes und unteres Portland bis zur Höhenquote 600 m (Tschatener) stechen ausgesprochen senkrecht bis 10° überkippt ein (Prof. 6, 7, Taf. III).

Die Synklinale von Vingelz-Hüsli wurde bis jetzt als geschlossene Mulde von Calcaire roux und Hauterivemergeln auf unterem Valangien des Antiklinalsüdschenkels angegeben (Lit. 4, 5). An der Bahnlinie beim Bielerhaus stehen oberes Valangien und Hauterivemergel an. Letztere lassen sich auch feststellen in den Reben entlang der Bahnlinie bis 50 m westlich des Bahnüberganges der Strasse Vingelz-Nidauberg. Damit ist erwiesen, dass die Mulde nicht geschlossen, vielmehr das untere Hauterivien als Muldenkern nach E in den See hinausstreicht. Wahrscheinlich vereinigt sie sich mit der südlich anschliessenden Molassesynklinale; der Antiklinalsporn von Marbre bâtard-Kalken, der sich zwischen beide drängt, wird sich östlich des Gottstatterhauses verflächen. Die Synklinalaxe steigt von Vingelz gegen SW an, Hand in Hand mit einer graduellen Verflächung der Synklinale. Sie geht in eine Flexur über (Prof. 8 bis 10, Taf. III). Bei Hüsli verschwinden die Reste von Hauterivemergel und oberem Valangien unter Moränenbedeckung; sie werden kaum viel weiter in die Mulde hinaufziehen. Immerhin macht sich diese bemerkbar bis unmittelbar nördlich des Ruselsteinbruches, indem ca. 150 m nordöstlich der Quelle (Höhe 530 m) die Antiklinalaufwölbung des Marbre bâtard wahrzunehmen ist (Taf. I).

Die erwähnte permanente Quelle tritt aus einer Spalte des Valangienkalkes zutage. Das Wasser sammelt sich wohl auf den undurchlässigen Purbeckmergeln und fliesst durch eine Spalte — entstanden bei der Antiklinalaufwölbung — an die Oberfläche.

Die ausklingende Synklinale von Vingelz-Hüsli wird nach SW weiter angedeutet durch die wenig geneigte Lage der Schichten, verlaufend in einer Zone: unterhalb Nidauberg (an der Strasse: Val. inf. 14° SE-fallen); entlang dem Waldwege nach Tüscherzberg, der ziemlich genau ihre Nordgrenze bildet; nördlich Junkerholz; Gummen, wo sie sich in der Zone der Gaichtersynklinale verliert (Prof. 12—19, Taf. III). Anderseits wird aus dem Antiklinalsporn von Gottstatterhaus die Flexur, die sich als neue Steilzone des Südschenkels über Alfermée, Tüscherz, Wingreis dem Seeufer entlang zieht (Prof. 10—18, Taf. III; Taf. I).

Das Abbiegen der Schichten in die Flexur, sowie letzte Anklänge an die antiklinale Verbiegung des untern Valangien-

kalkes haben die Kalkbänke gelockert und zerklüftet. Es entstanden Risse und Sprünge. Ein solcher Sprung verläuft in streichender Richtung ca. 60 m südlich der Strasse nach Nidauberg. Die kräftige Erosion (Pliocaen und Diluvium) hat den Kreidemantel der Südflanke bei Alfermée zerstört, so dass jetzt oberes Portland auf 500 m Länge dem Seeufer entlang zutage tritt (Prof. 15, Taf. III). Durch diesen Unterbruch im Kreidemantel haben dessen verbliebene Teile ihre gegenseitige Stützung verloren. Dazu gesellt sich die gute Eignung der Purbeckmergel als Gleithorizont und Schmiermittel und der Mergelzwischenlagen des untern Valangien selbst als sekundäre Gleitflächen; des fernern die geneigte Schichtlage überhaupt. Alle diese Momente unterstützen und verstärken sich gegenseitig und machen das Gelände nördlich Alfermée zum geeigneten Rutschgebiete. Die Erosion, ursächlich, unterstützt von der tektonischen Lagerung der Schichten und deren lithologischer Zusammensetzung, erzeugte Felsschlipfe. Der erwähnte streichende Riss vertiefte und erweiterte sich, bis ein Teil der untern Valangienbänke sich losriss und abglitt, ohne wesentliche Zerrüttung in seinem Schichtenverbande. Wohl aber sind die Randpartien des verrutschten Komplexes von der Bewegung stärker erfasst worden; sie sind abgebrochen und heute zum Teil im See begraben, zum Teil an weniger geneigten Stellen des Abhanges liegen geblieben. Von ihnen sind als Relikte noch grosse Felsblöcke erhalten geblieben, schwimmend in den Purbeckmergeln (Signal P. 505,1 m, nördlich Alfermée) oder direkt auf zuckerkörnigem Portland aufgelagert (nördlich „grosse Reben" bei Alfermée) (Lit. 4, 5) (Prof. 14, 15, Taf. III; Taf. I). Ich werde auf die Bedeutung dieser Verhältnisse für die Entstehung der Hauterivieneinschaltungen in einem spätern Abschnitte zurückkommen.

Der unterbrochene untere Valangienmantel setzt 250 m östlich des Bahnhofes von Tüscherz wieder ein, um sich neuerdings am Bau des Südschenkels zu beteiligen. In schmalem Streifen erstreckt er sich dem See entlang bis ins Brüggli nordöstlich Engelberg, eine kurze Unterbrechung im Bannholz erleidend, wo ein Keil von Purbeck und oberem Portland bis an die Strasse reicht. Auf seiner ganzen Erstreckung gehört das untere Valangien der Steilzone des Südschenkels an (Prof. 16 bis 18, Taf. III). Hinter dem Bahnhofgebäude von Tüscherz konnte ich 65°—80° SE-fallen der Schichtbänke messen. Auch hier schuf die exponiert steile Stellung der Schichten und die Nähe des Purbeckhorizontes Rutschungen, auf die ich später näher eintreten werde.

Vom Bannholz gegen SW, über Brüggli und Rappenfluh verstärkt sich die Steilzone; die Schichten stehen saiger bis überkippt. Die untersten Partien des Südschenkels sind eingedrückt worden und gleichzeitig beginnt sich die Kapfantiklinale aufzuwölben (Prof. 19, 20, Taf. III).

Diese überliegende Lage des Schenkels ermöglichte es den Purbeck- und Valangienschichten, sich loszulösen und abzubrechen, so dass sie z. B. in der verlassenen Grube in den Reben im Bannholz durcheinander geknetet angetroffen werden. Eine analoge Folge der Lagerungsverhältnisse sind die beiden Portlandbergstürze an der Rappenfluh und im „Bruch" nördlich Wingreis. Auch hier hat sich Schicht von Schicht getrennt und ist teilweise abgestürzt (Prof. 20, Taf. III; Taf. I).

Kehren wir zurück zu unserer Goldbergsteilzone. Sie wird in ihrer südwestlichen Fortsetzung zum Nordschenkel der Synklinale von Vingelz-Hüsli. Durch das Verflachen derselben nach SW wird er zur Flexur, welche sich nordwärts der wenig geneigten Zone: Nidauberg-Tüscherzberg-Junkerholz-Gummen, anschliesst. Die senkrechten Bänke des Portland- und Valangienkalkes in der Tschatener gehen über in solche mit 70° SE-fallen, stehen nördlich Nidauberg nur noch 45° nach SE geneigt, zwischen Nidauberg und Tüscherzberg ebenfalls 45° (Höhe 620 m) und erreichen nördlich Tüscherzberg eine Neigung von 60°. Dann verschwindet die Flexur im Walde nördlich des Junkerholzes (Taf. I).

Dieser zweiten Flexur schliesst sich nach oben eine weitere Flachstufe an, die sich von Biel bis in die Gegend von Tüscherz verfolgen lässt, wo sie sich mit der nächsthöher gelegenen vereinigt, beziehungsweise die zwischengeschaltete Flexur verschwindet. Dieser zweiten Flachstufe gehört die Moränenzone an, welche in 600—640 m Höhe über Biel liegt (Prof. 1—5, Taf. III; Taf. I). In ihrer weitern Erstreckung nach SW finden wir sie in durchschnittlicher Höhe von 700—750 m im Vingelzberg und Tüscherz-Alferméewalde. Aus den Profilen ist sehr schön ersichtlich, wie sich die zweite Stufe nach SW allmählich verstärkt, in der Gegend nördlich Alfermée ihre maximale Akzentuierung erreicht (Prof. 13, 14, Taf. III), hierauf sich wiederum abschwächt, um nördlich Tüscherz sich mit der höhergelegenen Flachzone zu vereinigen (Prof. 15, 16, Taf. III).

Im Walde nördlich Nidauberg (H. 800 m) schaltet sich die dritte Flexur ein. Sie ist in ziemlich gleichbleibender Höhenlage bis in die Gegend von Tüscherz zu beobachten, wo sie ausklingt und damit die Vereinigung der zweiten und dritten Flachstufe

herbeiführt. Ihre kräftigste Auswirkung erlangt sie an der Strasse, die vom Nidauberg nach den Höhen der Seekette führt (Höhenquote 800 m): obere Portlandschichten fallen mit 67° nach SE (Prof. 14, Taf. III).

Der dritten Flachzone möchte ich von allen diesen Undulationen des Südschenkels die grösste Bedeutung zuschreiben. Von allen ist sie am prägnantesten und wird im Tüscherzwalde sogar zu einer deutlichen Mulde. Ein Muldenkern von oberem Portland steckt in untern Portlandschichten, die hier fast ausschliesslich die Oberfläche der Südflanke einnehmen. Beim Aufstieg nach den Magglingenmatten vom Hause Tüscherzberg aus, konnte ich in 760 m Höhe am Fusswege den 14° NW-fallenden Muldensüdschenkel beobachten (Prof. 17, Taf. III). Der Verlauf dieser Synklinalzone nach SW ergibt eine Richtung gegen den P. 703 m an der nordöstlichen Ecke des Gummenfeldes (Gaicht), wo sie unter der Moränendecke desselben verschwindet. Ihr Nordschenkel dagegen — eine vierte Flexur —, der auf seiner ganzen Längserstreckung sehr steile Lage besitzt (Nidau-Tüscherzbergwald: 67° nach SSE, H. 860 m und etwas westlicher: 63° nach SE, H. 870 m; Tüscherzwald: 65° nach SE, H. 790 m) taucht im Walde nördlich des Gummenfeldes mit 70—90° nach SE unter die Moräne (Prof. 18—20, Taf. III; Taf. I).

Diese deutliche, kräftig gezeichnete Synklinalkerbung des Seekettesüdschenkels, ihr intensivstes Auftreten in der Gegend nördlich Alfermée-Tüscherz, ihre Beziehungen zu den tektonischen Verhältnissen bei Gaicht (Tschüpeli) und denjenigen des Nordschenkels der Seekette veranlassen mich, sie nach der Tiefe in eine steile NW-fallende Überschiebungsfläche übergehen zu lassen, längs welcher der Antiklinalkern des Gewölbes emporgepresst wurde (Profile Taf. II).

Die zwei kleinen, übereinanderfolgenden Muldenbildungen (Prof. 17, Taf. III; Taf. I), die sich im Tüscherzwalde an die eben besprochene angliedern, ergeben sich aus der Stauchung des Antiklinalkerns bei Anlass der Aufschiebungsbewegung. Sie besitzen dort ihr maximales Ausmass und schwächen sich nach NE und SW ab (Profile Taf. II).

Den Übergang aus dem Südschenkel in den flachen Gewölberücken vermittelt eine letzte, höchstgelegene siebente Flexur, die in der Grenzzone des untern Portlandien und Kimeridgien hinzieht (Taf. I).

II. Abschnitt Twannbachschlucht–Ligerz.

Westlich der Twannbachschlucht steigt das untere Valangien am Südschenkel empor bis zur Höhenquote 600 m, den Untergrund des ganzen Rebgeländes von Ligerz bildend. Auch hier knicken die Schichten am Seeufer in die Steilzone ab; Winkelmessungen bei „la Baume" ergeben eine Neigung der Bänke von 57°—60°. Die allgemeine Streichrichtung beträgt dort N 58° E. Beim Dorfe Ligerz ist der Steilschenkel nicht mehr wahrnehmbar; das untere Valangien weicht vom Ufer zurück und auf kurze Strecke stossen oberes Valangien und untere Hauterivemergel und Mergelkalke an den See, verschwinden jedoch bald unter Glacialablagerungen.

Die Steilzone geht nach oben in die Flachzone von Schernelz über (Prof. 21—23, Taf. III), die die Fortsetzung der Brünnelifeldsynklinale (Gaicht) darstellt. Ihrerseits vereinigt sie sich bei Chavannes westlich Ligerz mit der Hauptsynklinale des Bielersees, da, wie oben beschrieben wurde, die Küstensteilzone bei Ligerz verschwindet.

Eine zweite Flexur, die nach W gegen Neuveville zum senkrechten bis überliegenden Schenkel der Seekette wird, vermittelt den Übergang in die Scheitelregion bei Prêles (Prof. 21 bis 23, Taf. III). Der gegenwärtige Stand der Denudation lässt den heute verbleibenden Kreidemantel nicht mehr an der Flexur teilnehmen. Wohl aber zeigt sich dieselbe in den Portlandschichten, deren Neigung von NE nach SW allmählich ausgesprochener wird, indem aus einem Fallwinkel von 45° nördlich Schernelz, ein solcher von 60° an der Seilbahn nach Prêles wird, und dieser eine weitere Steigerung auf 85° am Schafisberg erfährt (Prof. 21—23, Taf. III).

Von der Flexur sind auch Kreideschichten in Mitleidenschaft gezogen worden. Aber Erosion und Verwitterung haben damit aufgeräumt, indem sie speziell als bevorzugte Angriffsstellen für ihre zerstörende Tätigkeit, die geschwächte Umbiegungszone in die Flachstufe von Schernelz auserkoren. Solcher Art wurde der Sockel der steilstehenden Marbre bâtardschichten zerstört; die unterteufenden Purbeckmergel funktionierten als Gleithorizont, auf dem die Kalkbänke abglitten, um sich als Schuppen auf die ungestörten Valangienschichten aufzulagern (Taf. I). Eine solche Schuppe von Marbre bâtard liegt 100 m östlich der Häuserreihe von Schernelz an der Tessenbergstrasse und erstreckt sich bis zum P. 614 (Strassengabelung). Ein weiteres Relikt findet sich in einem Landgute bei Vuichette, 400 m westlich Schernelz, und derselben Ursache verdankt der Hügel der

Ruine ob Ligerz seine Entstehung (Prof. 23, Taf. III). Den deutlichsten Beweis für diese Schuppung fand ich 60 m westlich der Ruine im Bachbette: zwischen aufgeschobene Schichten und Substratum, beide aus unterem Valangienkalk bestehend, verkeilt sich eine Quetschzone aus Purbeckmergel- und Mergelkalken und Marbre bâtard-Trümmern.

Das Tracé der Seilbahn nach Prêles durchquert die ganze stratigraphische Schichtfolge des Südschenkels und legt die Verbiegungen desselben prächtig bloss. Der Bahneinschnitt beim Austritt auf die Weiden von „Sur les Châteaux" (H. 770 m) gestattet den Einblick in eine Synklinalknickung des Schenkels vor seinem Übergang in den Gewölbescheitel (Prof. 23, Taf. III; Taf. I). Diese Synklinalbildung beginnt mit einer Aufstauchung der 20° SE-fallenden Fleckenkalkbänke, bei welcher Gelegenheit sehr schön die mechanische Auslösung der Stauchung zu beobachten ist: Bildung einer Überschiebungsfläche, am kräftigsten im Kerne, mit fortwährender Abschwächung nach aussen bis zu völligem Verschwinden in den äussersten Bänken. Nach N schliesst sich die eigentliche, durch eine schmale Aufstülpung im Fleckenkalke, gedoppelte sekundäre Mulde an, mit einem Muldenkern von Dolomies portlandiennes. Sie ist der Waldgrenze entlang nach NE hie und da durch steilgestellte obere Portlandbänkchen angedeutet; allerdings erschwert die Moränenbedeckung des Gebietes eine genaue Verfolgung. Immerhin lässt sich feststellen, dass die sekundäre Mulde nach NE ausklingt, denn am Abbruch in die Twannbachschlucht zeigen die Fleckenkalkbänke die Einknickung nicht mehr. Vielleicht dürfen kleine Kernüberschiebungen, die ich an der Strasse von Schernelz nach „Scierie" und Lamboing beobachtet habe (Twannbachschlucht, H. 660—670 m) damit in Verbindung gebracht werden. Ihre südwestliche Fortsetzung gegen Finage de Louvain entzieht sich infolge reichlicher Moränenüberlagerung der Beobachtung.

Zusammenfassung. Der Seekettesüdschenkel besitz einen durch streichende Flexuren welligen Bau. Durch Neueinschaltungen ergibt sich eine Vermehrung der Flexuren nach SW, so dass in der Zone Alfermée-Tüscherz das Maximum an Anzahl (7) und das Maximum in der Verschärfung der einzelnen Flexuren erreicht wird. Nach NE hingegen ist eine Abschwächung zu konstatieren; nach SW findet eine Ablösung dieser tektonischen Modifikation durch eine andere statt, bedingt durch die Auffaltung des Kapfgewölbes (Taf. I). Die einzelnen Flexuren können sich soweit verschärfen, dass sie zur Bildung eigentlicher Mulden führen. Durch eine weitere Verschärfung geht die inten-

sivste derselben nach der Tiefe zu sogar in eine steile nordwestfallende Kernüberschiebung über.

Die Synklinale von Vingelz-Hüsli ist nach E offen. Sie steigt nach SW an und klingt aus in einer Flachstufe (südlich Nidauberg, Tüscherzberg, Gummen), welche ihrerseits die Verbindung mit der Synklinale von Gaicht herstellt.

Der Südschenkel biegt am Seeufer in eine ausgesprochene Steilzone ab; stellenweise sind die Schichten sogar überkippt und das Wiederlager des Gewölbeschenkels nordwärts eingedrückt.

B. Nordschenkel der Seekette.

Der Nordschenkel der Antiklinale ist ein ausgesprochener Steilschenkel, an dessen Fusse mächtige, geschichtete fluvioglaciale Ablagerungen, Blockmoränen und Verwitterungsschutt angehäuft liegen.

Vom Gewölbescheitel führt ein Fussweg in nördlicher Richtung zwischen Forêt de la Marille und Forêt de Sor Neuchâtel hinunter nach „la Vauchée" ins Tal von Orvin. In 900 m Höhe knicken die schwach 15° NNW-fallenden Kimeridgienbänke des Gewölberückens ab in saigere Schichtlage (Prof. A, Taf. II), um kaum 10 m tiefer wieder in weniger geneigter Lage (55° NW-fallend) zu Tale zu streben. Diese Flexur verschärft sich, je weiter wir gegen das Engtal des Jorat vordringen. In letzterem sind vom Nordschenkel nur mehr die hohen, senkrecht stehenden Kimerigdebänke dieser Steilzone zu sehen, die aus dem Schutt- und Moränengürtel des Engpasses zur Höhe des Gewölbes aufsteigen (Prof. B-D, Taf. II).

Analog der steilen Südwand des Engpasses wird dieser im N von den steilstehenden Portlandbänken des Südschenkels, der nördlich vorgelagerten Mont Sujet-(Spitzberg) Antiklinale abgeschlossen (Prof. B—D, Taf. II). Seekette und Mont Sujet nähern sich im obersten Teile des Engtales bei „la Tuilerie" (P. 897) so sehr, dass der breite Synklinalboden von Orvin auf einen Engpass von kaum 100 m Breite zusammenschrumpft. Unmittelbar westlich nach der Überschreitung der Wasserscheide (P. 897) weicht die Seekette unvermittelt nach S zurück und der Joratengpass öffnet sich zur breiten Hochebene der Tessenbergsynklinale.

Die Verbindungsstrasse des Vallon d'Orvin mit der Montagne de Diesse folgt der Sohle des Engpasses. Auf der ganzen Länge, linker Hand, zwischen Strasse und Moränen- und Schuttanhäufung, tritt eine schmale Zone von anstehender oligocaener

Molasse zutage (Taf. I). Es ergibt sich hieraus, dass das Engtal des Jorat vom Muldenkern der Synklinale Orvin-Diesse gebildet wird. Der gesamte südliche Synklinalschenkel, bestehend aus Hauterive, Valangien, Purbeck und ob. Portland in einer Mächtigkeit von 150 m ist verschwunden, um erst wieder nach Verbreiterung der Synklinale zur Hochebene von Diesse zum Vorschein zu kommen (Lit. 4, 5, 10) („Preux Creux", Eingang Twannbachschlucht und Prêles). Verfolgen wir das Streichen der senkrechten Kimerigde- und Fleckenkalkbänke der früher beschriebenen Flexur des Nordschenkels, so ergibt sich, dass diese unter spitzem Winkel an das Engtal stossen. Des fernern behält der Fleckenkalk bei „la Praize", trotz plötzlichem Zurückweichen der Antiklinale nach S, seine Streichrichtung NE-SW bei. Er passt sich folglich dem orographischen Verlaufe des Gewölbes nicht konform an, vielmehr stossen die Schichten bei „la Praize" an der Synklinalaxenebene ab.

Aus diesen Beobachtungen resultiert, dass der Gewölbescheitel auf der Strecke zwischen „la Vauchée" und „la Praize" auf der Synklinale Orvin-Diesse schwimmt. Mit andern Worten: ein überschiebender Schenkelbruch hat im Engtale des Jorat Kimerigdien und unteres Portlandien des Seekettenordschenkels in tektonischen Kontakt mit dem oligocaenen Molassemuldenkern der nördlichen Synklinale gebracht — bei „la Praize": Kontakt des Fleckenkalkes mit Oligocaen (Prof. E, Taf. II). Die Durchscherung des Nordschenkels steigert sich graduell und erreicht in der Gegend von „la Tuilerie" (P. 897) ihr Maximum (ca. 150 m), nach NE sowie SW sich abschwächend. Dementsprechend schneidet die Überschiebungsebene die Oberfläche nur in der Gegend der maximalen Antiklinalüberschiebung, also im Joratengtale und zieht sich beidseitig allmählich in den Kern des Gewölbes zurück. Oberflächlich immerhin noch angedeutet: im NE durch die Flexur an der Scheitelumbiegung zwischen Forêt de la Marille und Forêt de Sor Neuchâtel, im SW durch eine analoge, zu beobachten am Eingang in die Twannbachschlucht (Lit. 10, 48) (Prof. A—E, Taf. II; Taf. I).

Allein nicht nur ist die Seekette auf die Tessenberg-Orvinsynklinale überschoben, auch die Spitzbergantiklinale hat eine analoge Bewegung nach S ausgeführt, d. h. die Synklinale ist hier unterschoben. Die Schnittlinie dieser Überschiebungsebene mit der Oberfläche verläuft der Strasse entlang, vom nordöstlichen Eingang in den Joratengpass bis „la Tuilerie" und bringt südfallende (55°—85°) untere Valangienkalke und Mergelkalke in Kontakt mit dem Oligocaen (Prof. B—E, Taf. II; Taf. I).

Herr Prof. SCHARDT hat mich auf das Joratengtal aufmerksam gemacht und die Ansicht ausgesprochen, dass dort eine Aufschiebung der beiden Antiklinalen auf die Tessenberg-Orvinsynklinale wahrscheinlich sei. Die Beobachtungen im Felde bestätigen seine Vermutungen.

Zusammenfassung. Für die Seekette zwischen Biel und Ligerz ergibt sich folgender Faltungsprozess: Der sich normal aufwölbenden Seekette stellte sich im N die ältere Mont Sujetantiklinale hindernd in den Weg. Der wirkende Tangentialschub verursachte Hand in Hand mit der Aufwölbung der Kette eine Verengerung der zwischenliegenden Synklinale in der Zone der stärksten Annäherung der beiden Antiklinalen. Infolgedessen nahmen die Muldenschenkel immer mehr überliegende Lage an. Die Synklinale wurde dementsprechend immer kräftiger unter die Seeketteantiklinale einerseits und die Spitzbergantiklinale anderseits gepresst, bis im Gebiete der stärksten Annäherung der beiden Ketten die dadurch verursachte Stauchung im Gewölbekern und die Zerrung in den Schenkeln so gross wurde, dass die Spannung beidseitig überschiebende Schenkelbrüche auslöste. Der Tangentialschub verursachte nicht allein eine Pressung der Tessenberg-Orvinsynklinale und die daraus resultierenden beidseitigen Antiklinalaufschiebungen, die gewaltigen Spannungen der Kernpressung ergriffen vielmehr auch die Südflanke der Seekette, wiederum am ausgeprägtesten in einer Zone, die derjenigen der stärksten Annäherung der beiden Ketten entspricht. Und deshalb haben wir in der Zone Alfermée-Tüscherz im Südschenkel ein Maximum der Flexurbildungen (Taf. I). In der letzten Phase der Tangentialbewegung entwickelte sich aus dem Antiklinalkern heraus auch eine südliche Durchscherungsfläche. Diese stösst zwar in der Südflanke nirgends bis in die äussersten Schichten durch; ihre Durchstossebene ist aber in der kräftigen, sekundären Mulde des Südschenkels angedeutet. Der Gewölbekern wurde längs dieser beiden, aus dem Kern nach aussen divergierenden Überschiebungsflächen, emporgepresst; die Aufbrandung auf die nördliche Synklinale wurde verstärkt und gleichzeitig das Eindrücken des südlichen Gewölbewiederlagers vollzogen.

C. Kapfantiklinale bei Twann und Synklinale von Gaicht.

Nähern wir uns von Ligerz herkommend der Ortschaft Twann, so sehen wir, dass der Seekettesüdschenkel bei Klein-Twann vom Seeufer zurückzuweichen beginnt. Er dreht aus seiner NE-Richtung merklich ab nach NNE. Dadurch ist zum Teil die

Verbreiterung der Strandbodenzone bedingt, auf welcher das Dorf Twann steht. Gleichzeitig öffnet sich bei dieser Ortschaft ein enges Tal, das in NNE-Richtung zwischen Seekette und ein südlicheres Gewölbe, das sogenannte Kapfgewölbe, eingesenkt ist. Die neue Antiklinalauffaltung beginnt sich hinter der Kirche Twann oberflächlich bemerkbar zu machen. Ihre Axe steigt rasch an (35°), vorerst nach NNE nach Kapf-„Mon Bijoux"-Trämelfluh-P. 671-P. 685 und biegt dann um in nordöstliche Richtung gegen Hohlestein-Junkerholz. Auch der Seekette-südschenkel und die zwischengelagerte Synklinale machen diese Schwenkung nach NE, zurück in die allgemeine Streichrichtung der Seekette, mit (Taf. I und IV).

Das Auftauchen der Kapfantiklinale hat verschiedene interessante tektonische Erscheinungen zur Folge, einerseits bezüglich des Auffaltungsprozesses des neuen Gewölbes, anderseits bezüglich dessen Wirkungen auf die ältere Antiklinale, insonderheit auf deren Südschenkel. Bis heute wurde die Kapffalte als einfache antiklinale Aufwölbung, mit zugehöriger Synklinale von Gaicht, betrachtet (Lit. 4, 5, 9, 33, 42, 43). Eingehende Begehung des Geländes haben mir gezeigt, dass die Wirkung des Tangentialschubes nicht bloss faltende Bewegung der Schichten auslöste, dass vielmehr damit verknüpft Überschiebungen und Querverschiebungen auftreten.

In dem Abschnitte über die Tektonik des Seekettesüdschenkels wurde gezeigt, dass die, aus der Synklinale von Vingelz-Hüsli hervorgehende Flexur bei Gummen in die Mulde von Gaicht übergeht (S. 24). Das Kapfgewölbe hat demzufolge nur eine beschränkte Längserstreckung von 2 km. Die anfänglich selbständige Falte, mit ihren tektonischen Sonderheiten klingt nach NE aus in eine Flexur des Hauptgewölbesüdschenkels; mit andern Worten: die Selbständigkeit der Aufwölbung geht nach NE verloren, und die Tektonik der Hauptantiklinale gelangt wieder zur Herrschaft (Taf. I).

Die Entwicklung der antiklinalen Wölbung aus der Flexur bewirkte als erste Folgeerscheinung die ausgeprägte Steilstellung bis überkippte Lage des Südschenkels: die Kreideschichten im Brüggli sind überliegend; am Wege nach Junkerholz fällt das untere Valangien 75—84° nach SE (Prof. 19, 20, Taf. III). Der Südschenkel der Hauptantiklinale wird in der Gegend von Brüggli-Rappenfluh zum Südschenkel des Kapfgewölbes.

Im Verlaufe nach SW erleidet der Kreidemantel des letztern einen Unterbruch: auf 700 m Länge, von Rappenfluh bis Setzi, westlich Wingreis, sind die Kreideschichten verschwunden. Die

saigere Lage der obern Portlandbänke an der Rappenfluh und am Waldrande ob Wingreis einerseits, die Bergstürze von „Bruch" und „Roggeten" (Lit. 4, 5, 33) anderseits, geben die Erklärung für das Verschwinden der Kreide. Die kretazischen Schichten werden überliegende Stellung innegehabt haben. Als Beweis für einen überliegenden Südschenkel bei Wingreis darf ausser dem Kreideaufschluss im Brüggli, mit seinen überkippten Schichten, der Verlauf der Molassezone herangezogen werden. Die Lage der Stampienaufschlüsse in den Reben zwischen Brüggli und Wingreis veranlasst uns, einen überliegenden Schenkel anzunehmen; sonst müsste auf eine beträchtliche Verminderung der Schichtmächtigkeit, teilweise auf die Hälfte der tatsächlichen, geschlossen werden. Anhaltspunkte für eine so starke Reduktion sind aber nicht vorhanden (Prof. 1, Taf. V).

Die Denudation lockerte den Verband der überkippten Kreideschichten, so dass ein Bergsturz in den Kreidemantel eine Lücke riss. Es sind allerdings keine Zeugen dieser Katastrophe mehr vorhanden, weil sie sich wohl präglacial oder interglacial abgespielt hat; Relikte sind vermutlich unter der Moränenbedeckung von Wingreis vorhanden.

Das Losbrechen und Abstürzen eines Stückes des Kreidemantels hat auch den stehengebliebenen, südwestlichen Teil, von Setzi bis Twann, in Mitleidenschaft gezogen. Da dieser jedoch durch das Absinken der Kapfantiklinale bei Twann in den Gewölbescheitel übergeht, und aus dem gleichen Grunde das Fallen der Schichten immer weniger steil wird, resultiert daraus eine gewisse Verankerung und Stabilisierung der Schichten in der Antiklinalaxe. Dies ist die Ursache, dass nur ein beschränkter Teil der Kreide des Kapfsüdschenkels dem Sturzgebiete angehört. Es hat die Bewegung wohl auf den stehengebliebenen Teil übergegriffen, wie schon erwähnt wurde, allein die veränderte tektonische Lage schuf auch veränderte Auswirkung der Bewegung. Zum Teil bewirkte der Absturz, zum Teil die Schwerkraft und labile Lage der Schichten, dass der in der Luft hangende Kreidekomplex des Schenkels vorwiegend in seinen höchstgelegenen Partien, auf den steil 60—85° SE-fallenden obern Portlandschichten langsam abrutschte, unter Benützung der Purbeckmergel als Gleithorizont und Schmiermittel. Das allmähliche Abgleiten staute die gesamte untere Kreideserie vom Valangien bis Hauterivien in übereinander liegende kleine Fältelungen (Prof. 2—11, Taf. V; Taf. IV). Diese sind recht intensiv, so dass fast durchweg die zur Antiklinalbiegung aufgewölbten Schichtenteile im Scheitel durchrissen und die jeweils höher liegende Synklinalzone auf denselben geschoben wurde. Be-

sonders schön ist diese Eigenheit 200 m östlich dem Kapfhaus im Walde, unmittelbar unterhalb der mit Reben bepflanzten Terrasse zu sehen, welche nach E selbst zu einer solch überschobenen Mulde wird (Prof. 6, 7, Taf. V, oberste Mulde). Eine weitere Beobachtungsstelle liegt halbwegs zwischen Wingreis und Twann. Sie wird markiert durch eine Felsnische am Waldrande über der Rebberggrenze (Prof. 7, Taf. V, unterste Mulde).

Dieser Synklinalzone gehört das höchstgelegene Vorkommnis von Calcaire roux und Hauterivemergeln an (südlich Kapf-

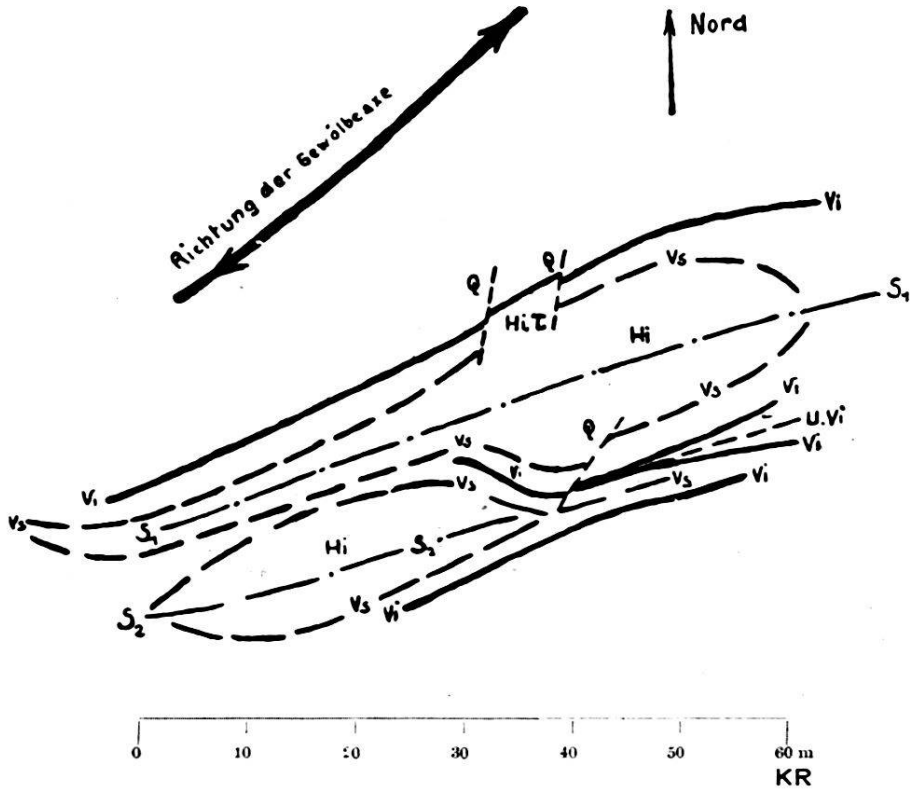

Fig. 4. Tektonische Skizze aus dem Fältelungsgebiet der untern Kreide; Kapf.

Vi. unteres Valangien. Vs. oberes Valangien. Hi. unteres Hauterivien. Hi.T. Hauteriveaufschluss. UVi. Ueberschiebung im unt. Valangien. Q. Querverschiebung. S — S. Synklinalzonen.

haus, H. 535 m; Prof. 8, 9, Taf. V). Das untere Hauterivien hat an dieser Stelle scheinbar eine Hauterivetasche gebildet (briefliche Mitteilung von Dr. BAUMBERGER an Prof. Schardt (4. XI. 1894) (Lit. 42, 43). Die in anormalem Kontakt mit unterem Valangien stehenden Mergel gehören zum Muldenkern der oben angeführten Synklinalzone (Prof. 8, Taf. V; Taf. IV). In der tektonischen Skizze (Fig. 4) ist die Lage dieses taschenähnlichen Hauteriveaufschlusses (Hi. T.) und seine Beziehung zur Synklinalzone (S-S) dargestellt. Infolge der intensiven Fältelung vollzogen sich im kompakten untern Valangienkalkschenkel

Spannungsauslösungen, in Form von kleinen Querverschiebungen (Q). Zwei solche begrenzen beidseitig den taschenförmigen Hauteriveaufschluss und stehen mit diesem in genetischem Zusammenhang. Besonders die westliche derselben wird deutlich sichtbar gemacht durch horizontale Rutschschrammen an den nichtverschobenen Valangienkalkschichten (Fig. 5). Die Faltung verursachte eine starke Zusammenstauchung der Hauterivemergel in der Synklinalzone S-S. Faltung und Stauchung

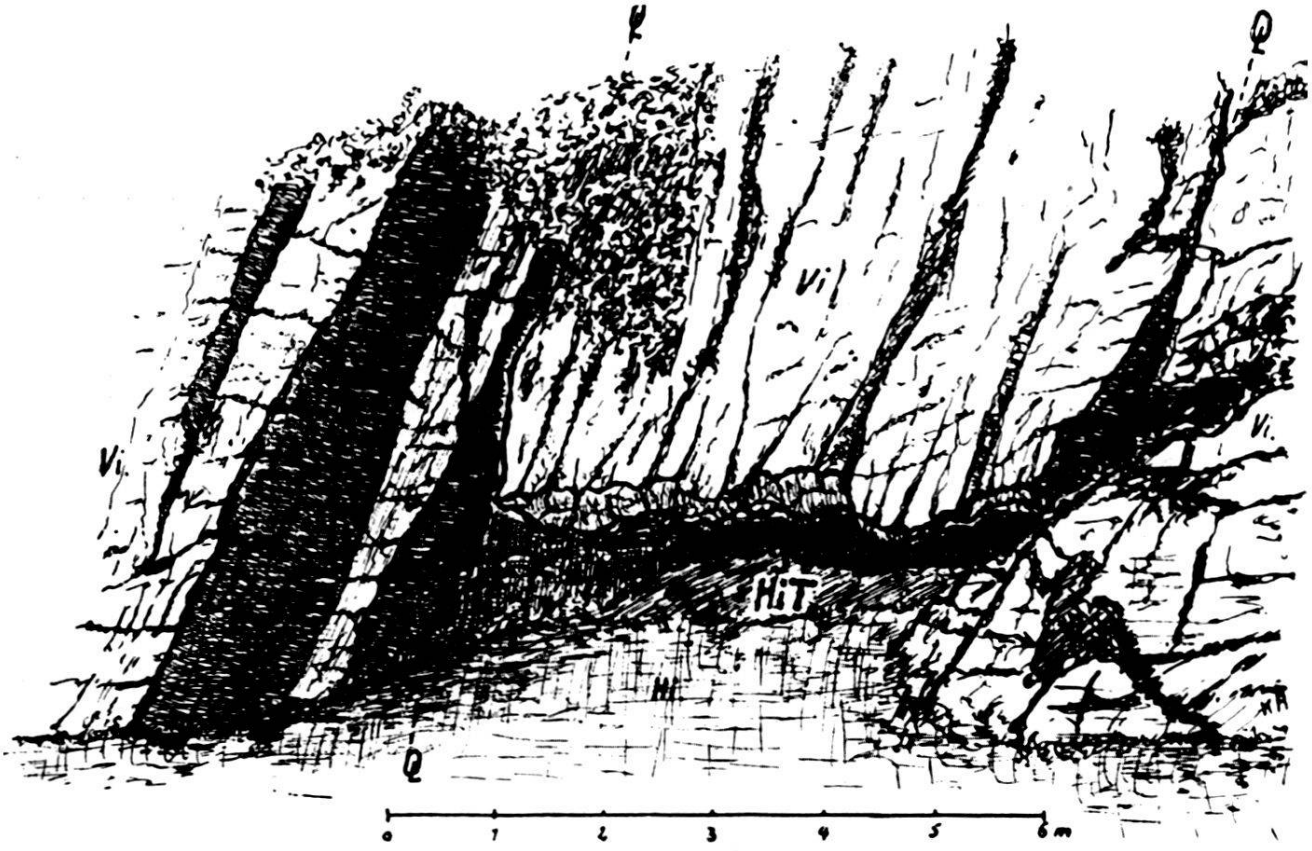

Fig. 5. Anormaler Kontakt zwischen Hauterivienmergeln und Valangienkalk durch horizontale Flankenverschiebung; Kapf.

Vi. unt. Valangien. Hi. unt. Hauterivien. Hi. T. Hauteriveaufschluss. Q. Querverschiebung.

vereint lösten einerseits kleine Querbrüche (Q) im steilfallenden Schenkel aus (Fig. 4 und 5), anderseits durchscherten sie den Scheitel der nächsttieferen Antiklinalaufwölbung und schoben die obere Mulde auf (Fig. 4: U Vi) (Prof. 8, Taf. V). Das obere Valangien ist in schmalem Streifen entlang den Marbre bâtard-Kalkbänken zu verfolgen; allerdings nur in Form von Trümmern im Rebgelände, mit immerhin ziemlich scharfer Grenze auch gegen das Hauterivien. Bei der taschenähnlichen Lagerung der Hauterivemergel ist das obere Valangien unterbrochen, setzt jedoch östlich davon wieder ein und umrahmt das untere Hauteri-

vien des Muldenkernes; zeigt somit das Verflachen der Mulde nach E an (Fig. 4). Das Aussetzen des Calcaire roux an dieser Stelle hängt mit den beiden kleinen Querverschiebungen zusammen. Von dem Teile des steilen untern Valangienschenkels, der von den beiden Querverschiebungen begrenzt wird, hat sich eine Gesteinsbank losgetrennt und ist auf der liegenden Schichtfläche abgeglitten, bis sie auf den Hauterivemergeln aufstiess. Der anormale Kontakt zwischen Hauterivien und Marbre bâtard (Fig. 5) kam zustande durch den Faltungsprozess und die dadurch bewirkte horizontale Flankenunterschiebung, die ich Flankenabscherung nennen möchte: untere Schenkelteile sind nordwärts unter die obern geschoben worden, längs einer horizontalen Abscherungsfläche (Fig. 13k, S. 70).

Das Abgleiten der Kreideserie auf den Purbeckschichten an der Südflanke des Kapfgewölbes hat diese in fünf übereinanderliegende kleine Mulden gelegt. Vier davon befinden sich nördlich Frauenkapf, zwischen den Höhenkurven 480 m und 560 m. Sie lassen sich ostwärts in den Wald ob dem Rebgelände der Gaucheten verfolgen. Anfänglich beteiligten sich an deren Bildung die Schichtverbände des Marbre bâtard, Calcaire roux und untern Hauterivien (Rebgelände der Kapfregion) (Taf. IV); im Walde nördlich der Gaucheten bloss noch unteres Valangien (Prof. 8 bis 11, Taf. V). Eine fünfte Mulde beginnt in 550 m Höhe, in unmittelbarer Nähe des Waldweges durch die „Lachencombe" (Purbeckzone) und bildet die Waldterrasse über den Setzireben (Prof. 2—4, Taf. V). Das Rutschgebiet ist begrenzt von der obern Rebgrenze in der Gaucheten und Setzi. Das Rebgelände zwischen Waldrand und Kantonsstrasse dagegen nimmt die normale Schichtfolge von Calcaire roux, unterem und oberem Hauterivien ein (Prof. 2—11, Taf. V). Berücksichtigen wir des fernern die Streichrichtung der Muldenzüge, so ergibt sich eine Abweichung derselben gegenüber der allgemeinen Streichrichtung der Portlandkalke und damit auch der Gewölbeaxe des Kapfes (Fig. 4). Für das Portlandien ergeben die Messungen bei Vogelsang und in der „Lachencombe" die Richtung N 50° E, währenddem diejenige der Mulden zwischen N 60° E und N 70° E schwankt. Diese Richtungsänderung ergibt sich völlig aus der Gleitbewegung der Kreideschichten auf den Purbeckmergeln. Sobald jedoch die Schichten in die Antiklinalscheitelzone bei Twann eintreten, wird die Abweichung wieder eliminiert, weil die Gleitung in der Scheitelregion gehemmt und völlig unterdrückt wurde (S. 34).

Die markanteste Mulde bildet die Terrasse, welche sich vom Kapfhause nach E erstreckt. Die Schichten des Mulden-

kernes werden leider von einer Moränendecke verhüllt, sicherlich ist oberes Valangien dazu zu rechnen: denn am Weg nach „Mon Bijoux" findet sich hinter dem Kapfhause ein kleiner Aufschluss in steilstehenden, gelben, sandigen Mergeln, die den Marnes d'Arzier entsprechen dürften (Taf. IV).

Die Fältelung des Kreidemantels hat sich möglicherweise in einer der Interglacialzeiten vollzogen; sie ist sicher präwürmisch, wie die stellenweise Überlagerung durch würmische Rhonemoräne beweist.

Betrachten wir nun den Faltungsprozess der Kapfantiklinale und dessen Erscheinungen rücksichtlich dieser Antiklinale einerseits, rücksichtlich der Hauptantiklinale andererseits.

Die Ausbildung einer Falte macht sich naturgemäss auch in der nördlich vorgelagerten, ältern Antiklinale bemerkbar. In erster Linie wird deren Südschenkel in Mitleidenschaft gezogen. Ich habe schon bemerkt, dass die Südflanke der Seekette bei Twann aus ihrer nordöstlichen Streichrichtung abbiegt in eine solche nach NNE (S. 32). Die Felduntersuchungen haben nun aber ergeben, dass die Schichten keine allmähliche und regelmässige Streichänderung erleiden, dass vielmehr das Zurückweichen des Südschenkels vom Seeufer sprungweise erfolgt. Die Aufwölbung der Kapfantiklinale hat in demselben eine Serie von Transversalverschiebungen ausgelöst, welche den Schenkel der Hauptantiklinale nordwärts eindrückten (Taf. IV).

Die erste dieser Transversalverschiebungen schneidet die Tessenbergstrasse oberhalb Twann. Von der ersten scharfen Strassenkurve beim Schützenhaus Twann an (Prof. 18, Taf. V) ist die Strasse bis auf die Höhe des „Höhleloches" in oberes Portland eingehauen. Rechts der Strasse beginnt das Rebgelände auf Purbeckmergeln und unterem Valangien. Unterhalb dem „Höhleloch" nun tritt die Strasse plötzlich ins Areal des untern Valangien. Die zuckerkörnigen Portlandkalke werden nur durch einen 2 m messenden Riss von den Kalken des Marbre bâtard getrennt, wobei die Streichrichtung der Schichten beidseitig der Querverschiebung sich gleichbleibt (Prof. 17, Taf. V). Der Verlauf der letztern geht annähernd von S nach N (Taf. IV). An den Valangienbänken zeigen schwach bergwärts fallende Rutschschrammen die Bewegung an; und der Bruchlinie entlang finden sich brecciöse Portland- und Valangientrümmer. In der Höhe 590 m schneidet die Tessenbergstrasse die Störungslinie ein zweites Mal. Die Transversalverschiebung ist hier am Ausklingen; ihre Anwesenheit ist noch angedeutet durch eine

Breccie von 50 cm bis 1 m Breite, welche in der Fortsetzung der Bruchlinie die obern Portlandbänke durchschneidet. Aus der Lage der Purbeckzone beidseitig der Transversalverschiebung ergibt sich eine horizontale Bewegung von ca. 50 m.

Die horizontale Transversalverschiebung war die Ursache, dass nachträglich ein Teil der Marbre bâtardbänke auf der untern Mergelkalkzone abrutschte, bei welchem Vorgang die Hauterivemergel zwischen Valangienschichten eingeklemmt wurden.

In der auftauchenden Kapfantiklinale stellt sich eine erste Anomalie ein in den Reben rechts dem Wege, der von der Kirche Twann nach dem Krostälchen führt. Eine kleine Transversalverschiebung in Richtung N 30° W verstellt im Nordschenkel unteres und oberes Valangien gegeneinander, so dass aus dem geschlossenen Gewölbe von Calcaire roux unvermittelt eine Marbre bâtardwand sticht, deren Bänke eine Streichrichtung N 25° W, mit 24° NW-fallen zeigen. Die oberflächliche Ausdehnung dieser Schichten ist sehr beschränkt (Taf. IV).

In Zusammenhang mit dieser ersten Transversalverschiebung des Kapfgewölbes formte sich eine kleine, nördlich vorgelagerte Synklinale, die vom Kroswege durch die Reben aufwärts gegen den Kapf steigt. Ihren nördlichen Muldenschenkel bilden die saiger stehenden unteren Valangienbänke, welche N 90° E streichend, sich an der Verengerung des Krostälchens beteiligen. Sie sind auf Marbre bâtard geschoben, der dem Antiklinalscheitel angehört. Es liegt somit hier eine durch eine Synklinale gedoppelte Antiklinale vor, verbunden mit der Durchscherung des nördlichen Antiklinalscheitels (Prof. 12, Taf. V). Allerdings sind die Bewegungen von sehr beschränktem Ausmass. Sowohl die Mulde, wie auch deren Aufschiebung klingen nach ca. 100 m Länge aus, ohne die geringste Spur in den liegenden, ältern Schichtserien, von Portland an abwärts, zu hinterlassen. Ich betrachte deshalb diese lokalen Abweichungen als Resultate von disharmonischer Faltung, entstanden bei der Aufwölbung der Kapfantiklinale, wahrscheinlich durch die plastischen Purbeckmergel vermittelt.

Die Beziehungen zwischen Hauptantiklinale und Kapfantiklinale sind sehr enge, da die letztere ja bloss eine sekundäre Abzweigung der Seekette darstellt, die ihre Selbständigkeit nach kurzer Erstreckung wieder einbüsst (Taf. I). Die Annäherung und Anpassung an die Mutterantiklinale ist infolgedessen sehr ausgeprägt. Einerseits wird dadurch die Rolle der Hauptantiklinale, sich der faltenden Bewegung als Hindernis in den

Weg zu stellen, kräftig zur Geltung kommen; andererseits wird die neue Auffaltung viel stärker die ältere in Mitleidenschaft ziehen. Die durch den Tangentialschub verursachten Spannungen in den Antiklinalen, lösten, wie schon bemerkt wurde, horizontale Transversalverschiebung aus, durch die die Kapfantiklinale stückweise nordwestwärts vorgeschoben und gleichzeitig der gegenüberliegende Abschnitt des Seekettesüdschenkels eingedrückt wurde. Jede dieser Transversalverschiebungen streicht nach NW und schwächt sich im Südschenkel der Hauptantiklinale allmählich ab bis zu vollständigem Erlöschen (Taf. IV).

Die überaus steile Lage des Nordschenkels der Kapffalte an der Kroshalde könnte sogar auf eine Kernüberschiebung hindeuten, wie ich sie in den Profilen 8—13 auf Tafel V eingezeichnet habe.

Ich konnte drei Transversalverschiebungen feststellen, welche Kapfantiklinale und Seekettesüdschenkel durchschneiden. Die erste, am Eingang in das Krostälchen (südlicher Teil der Synklinale von Gaicht), kommt am deutlichsten im Gelände zum Ausdruck. Die Tessenbergstrasse beschreibt unterhalb der „Burgfluh" auf unterem Valangien und Purbeckien des Seekettesüdschenkels eine scharfe Kurve. Hier endigen die Valangienkalke und die mit Schutt erfüllte Combe des Purbeckiens in einem Absturz nach dem Krostälchen. Die Streichrichtung der Bänke von N 36° E und einem Fallen von 70° weisen demzufolge in die Synklinale von Gaicht hinaus. Diejenige ihrer nordöstlichen Fortsetzung, jenseits der Transversalverschiebung, unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen, westlich derselben. Sie beträgt nunmehr N 37° E; dafür aber stehen die Schichten viel steiler: 88° SE-fallen (Taf. IV). Beidseitig der Transversalverschiebung folgen sich die Schichtserien normal: Valangien ruht auf Purbeck, beide werden unterteuft von oberem Portlandien und Fleckenkalk. Dagegen verstellte die Transversalverschiebung die entsprechenden östlichen Fortsetzungen der Schichtverbände derart, dass jüngere Schichten des verschobenen östlichen Teiles mit ältern, nicht verschobenen des westlichen Teiles in streichendem, anormalem Kontakt zusammenstossen: unteres Valangien und Purbeckien mit den Dolomies portlandiennes, oberes Portland mit Fleckenkalk. Die horizontale Verstellung der Purbeckzone beträgt ca. 50 m (Taf. IV).

Die Transversalverschiebung durchschneidet nach S auch das Kapfgewölbe und verursacht durch das Vorschieben des östlichen Teiles der Antiklinale die Verengerung des Krostälchens.

Nach N hin ist das Erlöschen der Transversalverschiebung zu beobachten. Von der Gaichterstrasse zweigt bei der Höhenkurve 590 m ein Waldweg nach SW ab, welcher zwei aufeinanderfolgende Querstörungen schneidet. Die westliche der beiden ist die ausklingende Partie der in Rede stehenden Transversalverschiebung. Von W kommend sehen wir, wie sich die Streichrichtung der Fleckenkalkbänke längs des Waldweges ändert, je mehr wir uns der Querstörung nähern: aus der Richtung N 70° E, an den Felsen nördlich über der „Burgfluh", biegen die Schichten nach NNE ab, und unmittelbar vor der Querstörung besitzen sie eine Streichrichtung N 35° E. In der Dislokationszone selbst tritt unvermittelt oberes Portlandien auf, mit einem plötzlichen Abbiegen der Streichrichtung nach N. Die Bänke sind durchsetzt von Klüften und Rutschflächen. Gerade diese Richtungsänderung veranlasst mich an dieser Stelle die Transversalverschiebung aufhören und in eine Schleppung übergehen zu lassen, die das Erlöschen der Bewegung anzeigt.

Als Folge dieser Querverschiebung haben im obern Portlandien Rutschungen stattgefunden. Ganz analog den Rutschungen der Kreideschichten am Kapfsüdschenkel wurde hier das durch die Querverschiebung durchschnittene, steilfallende obere Portlandien für Felsschlipfe vorbereitet. Da die Denudation vor allem die Zone der Purbeckmergel intensiv angriff, entstand eine Combe, in die der Calcaire âpre hineingleiten konnte und diese mit seinem Trümmermaterial vollständig anfüllte. Die verrutschte Felsmasse von Calcaire âpre an der „Burgfluh", auf liegende Dolomies portlandiennes gelagert (Prof. 13, Taf. V; Taf. IV), befindet sich auch heute noch in labiler Lage; das Abbröckeln von Blöcken ist weiterhin zu befürchten.

Wo der neue Fahrweg, von der Tessenbergstrasse nach dem Kapfhaus und „Mon Bijoux", den Krosweg kreuzt (Höhe 525 m), zeigt sich uns die nördliche Schenkelpartie des Kapfgewölbes im Querschnitt. Die unteren Valangienkalke endigen gegen das Krostälchen in einer hohen Felswand, die quer zur Streichrichtung der Schichten und auch der Gewölbeaxe verläuft. Durch diese Profilansicht ist das Abbiegen des Gewölbescheitels in den saigern Nordschenkel sehr schön zu sehen (Prof. 12, Taf. V). Besonders wichtig sind die zahlreichen Rutschstreifen an dieser Kalkwand. Sie liefern den Beweis, dass die Felswand mit einer Querverschiebung in Zusammenhang gebracht werden muss, längs welcher der östliche Teil des Kapfgewölbes neuerdings nordwestwärts gegen die Synklinale vorbrandete. Ihre Wirkung auf den Südschenkel der Haupt-

kette ist dieselbe, wie ich sie für die vorhergehende horizontale Transversalverschiebung beschrieben habe: östlich der Durchscherungsfläche wird die Südflanke nordwärts verschoben, so dass die Fortsetzung des Purbeckien des Krostälchens erst an der Gaichterstrasse bei P. 597 aufgeschlossen ist. Es ergibt sich daraus eine horizontale Verschiebung von ungefähr 50 m (Taf. IV). Dieser Aufschluss zeigt das Purbeckien stark reduziert und das hangende untere Valangien zerklüftet und gequält. An den liegenden, zuckerkörnigen Portlandkalken ist bei der Einmündung des Waldweges in die Gaichterstrasse (H. 590 m) ein Streichen N 35° E und ein Fallwinkel von 60° messbar. Der Verlauf der Transversalverschiebung wird durch eine Depression angedeutet, die von Moränenmaterial erfüllt ist und unvermittelt die obern Portlandbänke durchschneidet. Westlich davon, an der Gaichterstrasse, streicht der Portlandkalk N 52° E bei einem Einfallen von 63°. Ich vermute, dass die nördliche Fortsetzung der Störungszone der Terrainsenke folgt, welche den Wald südlich des Brünnelifeldes durchquert; einen Nachweis hiefür konnte ich leider nicht erbringen (Taf. IV).

Die dritte Transversalverschiebung schneidet die Gaichterstrasse in der Höhe 630 m (Prof. 7, Taf. V). Ausmass und Erstreckung sind nicht beträchtlich. An der Strasse selbst stossen an die N 30° E streichenden Marbre bâtard-Kalke Arziermergel (Lit. 9) und Calcaire roux des verschobenen Schenkelteiles, ohne Änderung der Streichrichtung. Wir befinden uns an dieser Stelle nahe dem Erlöschen der Verschiebung, denn die Verstellung der östlichen Partie ist nur mehr gering. Nach N hin wurden keine Spuren der Bruchlinie mehr gefunden (Taf. IV).

Auf Seite 27 habe ich mitgeteilt, dass die ausgeprägteste sekundäre Mulde der Südflanke, nördlich des Gummenfeldes, in die Tektonik des Gaichtergebietes einbezogen werde. Die Streichrichtung des steilen Nordschenkels weist gegen den bewaldeten Hügel Kleinhölzli, südwestlich der Ortschaft Gaicht. Der Tangentialschub hat dort eine neue, sekundäre Antiklinale aufgeworfen — ich will sie Tschüpeliantiklinale nennen — deren Gewölbescheitelzone im Walde südlich des Mittlerfeldes und Brünnelifeldes nach SW streicht. Das Wies- und Ackerland des Mittlerfeldes und Brünnelifeldes gehört seinerseits einer Synklinalzone an. Gegen die Twannbachschlucht verflächt sich die Aufwölbung wieder und die Mulde von Mittlerfeld und Brünnelifeld geht in eine Flachstufe über, die westlich der Twannbachschlucht ihre Fortsetzung in der Flachstufe von Schernelz besitzt (Prof. 12—15, Taf. V; Taf. I).

In der Zone der maximalen Auffaltung der Kapfantiklinale hat der horizontale Zusammenschub sich auch in der Tschüpeliantiklinale intensiv bemerkbar gemacht: der Mittelschenkel derselben wurde durchschert und es vollzog sich eine Aufschiebung des Südschenkels (Prof. 3—11, Taf. V). Vorausgesetzt, dass die zweite horizontale Transversalverschiebung tatsächlich auch die ganze Tschüpeliantiklinale durchreisst, sich also zu einer Faltenverwerfung entwickelt hat, lässt sich meine Annahme der unvermittelten Durchscherung des Mittelschenkels östlich der Transversalverschiebung, mechanisch gut erklären. Die letztere würde demnach die westliche Grenze der Überschiebungszone bezeichnen; diese letztere wird eben durch die erstere ermöglicht. Der westlich der Querverschiebung gelegene Teil der Tschüpeliantiklinale braucht demzufolge keine Spur der Überschiebung aufzuweisen (Prof. 12—14, Taf. V); zudem klingt die sekundäre Antiklinale ja gegen W aus und wird zu einer schwachen Flexur (Taf. I). Von der Faltenverwerfung nach E dagegen tritt die Überschiebung in Erscheinung, erreicht ihr Maximalausmass bei Tschüpeli und Kleinhölzli, um gegen Gaicht wieder ebenso plötzlich zu verschwinden (Prof. 1—3, Taf. V; Taf. IV). Die mächtige Moränenbedeckung im Gebiete von Gaicht erschwert die Erkenntnis der Unstimmigkeit der Tschüpeliantiklinale. Doch ein Fetzen von zuckerkörnigem oberem Portlandkalk am Wege nach dem Hause Tschüpeli — Streichrichtung N 38° E, Fallen: 25° nach SE (Taf. IV) — sowie das steile südöstliche Einfallen der Fleckenkalkbänke an der Überschiebungslinie beim Kleinhölzli (Prof. 4, 5, Taf. V) beweisen das Vorhandensein dieser Überschiebung.

Merkwürdig sind ihr beschränktes Ausmass und die beidseitige scharfe Begrenzung. Sie besitzt eine Längserstreckung von nur 600 m; trotzdem ist der Betrag der Überschiebung bei Tschüpeli und Kleinhölzli beträchtlich, ist doch bei diesen Lokalitäten die ganze mächtige untere Portlandkalkserie überschoben und zwar unter einem Winkel von 50—65°. Und doch ist die Überschiebung nur eine lokale Erscheinung, die ich als disharmonische Faltung deute, an der die liegenden Kimeridgienschichten sich nicht mitbeteiligen (Prof. 2—11, Taf. V). Der Mergelhorizont des obersten Kimeridgien wird hier als Gleithorizont und Schmiermittel gewirkt haben.

Die bedeutenden tektonischen Anomalien des Gebietes von Twann und Gaicht werden von lokalen Störungen untergeordneter Art begleitet, die genetisch mit ihnen verknüpft sind. Sie stellen disharmonische Faltungsprozesse dar, wie sie durch starken Zusammenschub veranlasst werden.

Am Eingang ins Krostälchen habe ich eine lokale Muldenbildung und einen streichenden Schenkelbruch, mit nachträglicher Aufschiebung beschrieben (S. 39). Diese Störung ist eine Folge des Faltungsprozesses und steht in Zusammenhang mit der ersten der besprochenen horizontalen Transversalverschiebungen, welche sowohl das Kapfgewölbe, wie auch den Südschenkel der Hauptkette in Mitleidenschaft zog. Es liegt eine inkongruente Faltung vor, die die Schichten des obern Valangien, untern Valangien und Purbeckien erfasst hat, wobei die Mergel des letztern als Schmiermittel funktionierten (Prof. 12, Taf. V; Taf. IV).

Östlich der zweiten Transversalverschiebung findet sich an der Gaichterstrasse der schon erwähnte, kleine Aufschluss von zerrüttetem Marbre bâtard, reduziertem Purbeckien und oberm Portlandien (Taf. IV). Das Streichen des letztern ist N 35° E, das Fallen 60° (S. 42). Bei P. 597 m zweigt von der Strasse nach links in den Wald hinein ein Fussweg ab, der in einer deutlichen, Moräne enthaltenden Runse angelegt worden ist. Diese Runse trennt das oben erwähnte untere Valangien von seiner nordöstlichen Fortsetzung. Folgen wir der Strasse in der Richtung Gaicht, so haben wir linker Hand, nach kaum 120 m, einen nochmaligen Unterbruch im untern Valangien. Ganz analog ist auch dieser von sandiger Blockmoräne angefüllt; auch hier ist ein Weg angelegt, der nach Tschüpeli führt, nachdem er sich mit dem Fusswege von P. 597 m vereinigt hat. Nach diesem zweiten Unterbruch im untern Valangien bilden diese die Begrenzung der linken Strassenseite bis zur folgenden Transversalverschiebung. Die Schichtbänke streichen hier N 35° E. Die Gaichterstrasse folgt dem obern Rande der Steilzone des nördlichen Schenkels der Gaichtersynklinale: linker Hand ist das Einfallen der Schichten 35°, rechter Hand jedoch 70—80°. Im Gegensatz zur allgemeinen Streichrichtung der Schichten des Nordschenkels der Gaichtersynklinale steht der dreieckige Valangienfetzen, der im S von der Gaichterstrasse, im W vom Fusswege von P. 597 m nach NE und im E vom Wege nach Tschüpeli begrenzt wird. Er stellt eine flache Mulde dar, deren Muldenaxe ungefähr N-S streicht: die westliche Partie der Valangienbänke streicht N 25° E und fällt mit 40° nach SE, die östliche Partie derselben streicht S 16° E und fällt mit 25° nach WSW (Prof. 8, Taf. V). Die Muldenaxe schneidet demnach die allgemeine Streichrichtung der Schichten unter einem Winkel von ca. 35°. Die beiden begrenzenden Runsen fallen also mit tektonischen Linien zusammen (Taf. IV).

Infolge der Faltung und der Transversalverschiebungen sind in den Schichtverbänden, hauptsächlich aber in den jüngern, kretazischen Schichtserien, Risse entstanden, die durch den fortdauernden Zusammenschub die Bildung von Überschiebungen begünstigten. Marbre bâtard überschob sich auf Marbre bâtard. Der kleine Valangienfetzen an der Gaichterstrasse, westlich von P. 597, stellt einen liegenden losgetrennten Kalkkeil dar, auf welchen sich die Marbre bâtardschichten der oben erwähnten Mulde aufgeschoben haben. Durch den Vorgang der Überschiebung wurde einerseits der liegende Valangienkeil selbst auf den unterteufenden Purbeckmergeln bewegt und quetschte diese teilweise aus (Prof. 9, Taf. V), andererseits wurden durch die Bewegung die auf diesen Kalkkeil aufgeschobenen untern Valangienschichten zu dieser Mulde geformt (Prof. 8, Taf. V).

Im Wiesengelände südlich von Tschüpeli kann auch im untern Portlandkalk eine Änderung der Streichrichtung beobachtet werden. Die allgemeine Streichrichtung des Fleckenkalkes im Kleinhölzli, wie auch im Walde südlich Tschüpeli beträgt N 45° E. In dem mit Gras bewachsenen, zwischenliegenden Stücke biegen die Fleckenkalkbänke des Hügels Kleinhölzli nach S aus in die Streichrichtung N 25° E. Die Streichänderung weist auf eine tektonische Störung hin (Taf. IV). Leider stellt sich die Moränenbedeckung der Untersuchung hindernd in den Weg. Eine schwache, süd-nördlich verlaufende Terrainsenke deutet wohl die Richtung der Störung an. Ich vermute, dass bei der beschriebenen Schuppung des untern Valangienkalkes der Druck auf die liegenden Schichten so kräftig wurde, dass die Bewegung auf die tiefern Portlandhorizonte übersprang und in diesen ebenfalls eine Schuppung auslöste, die die Überschiebung des Kleinhölzli reaktivierte. Sie wäre die Kompensation der südlich gelegenen Marbre bâtardschuppung, für deren Fortsetzung nach E tatsächlich keine Anhaltspunkte mehr zu finden sind.

Zusammenfassung. Die Tangentialbewegung hat bei Twann im S der ältern Seekette die jüngere Kapfantiklinale geformt, die ihre Selbständigkeit jedoch nach kaum 2 km Erstreckung wieder einbüsst, indem sie im Südschenkel der Hauptkette ausklingt (Junkerholz). Die kräftige Antiklinalbildung war auch für die Gestaltung des Seekettesüdschenkels im Abschnitte Twann-Gaicht von Bedeutung. Die durch den Faltungsprozess verursachten Spannungen lösten eine Serie von horizontalen Transversalverschiebungen aus, die die gegenseitige, innige tektonische Koaptation zwischen Kapfantiklinale und Seekette-

südschenkel herstellten. Die Gefolgschaft lokal begrenzter, disharmonischer Faltungen und Überschiebungen hat ihrerseits die feinere Gestaltung des Gebietes moduliert. Auch die Fältelung des kretazischen Kapfsüdschenkels ist in diese Gruppe tektonischer Anomalien zu stellen, immerhin mit dem Unterschiede, dass die auslösende Ursache ein präglacialer oder interglacialer Kreidebergsturz gewesen ist.

Ueber die Entstehung der sog. Hauterivientaschen am linken Bielerseeufer.

Die Überreste des Kreidemantels der Seekette zeigen am Bielerseeufer merkwürdige, lokale Lagerungsstörungen: jüngere, kretazische Schichten finden sich zwischen Valangienkalk geschaltet. Diese anormalen Lagerungsverhältnisse sind mit dem Namen Hauterivientaschen bezeichnet worden. Die Frage nach ihrer Entstehung und ihrem Alter hat im Laufe der Jahre verschiedene Geologen beschäftigt, deren Untersuchungen ebenso viele Lösungsmöglichkeiten der Frage ergaben. Im folgenden Kapitel wird versucht, die wichtigsten Resultate über das Taschenproblem in geschichtlicher Reihenfolge zusammenzustellen.

A. Bisherige Untersuchungen über die Hauterivientaschen.

Lehrer Hisely in Neuenstadt hat erstmals in den 60er Jahren bei Ligerz diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse in der untern Kreide wahrgenommen. Durch ihn wurden Gilliéron und J.-B. Greppin auf die Erscheinung aufmerksam gemacht.

Gilliéron entdeckte des fernern die Taschen im Ruselsteinbruch. Seine Beobachtungen hat er im Jahre 1869 veröffentlicht (Lit. 24, S. 104—105). Er betrachtete die Hauterivezwischenschaltungen im Zusammenhang mit der Bildung der Siderolithtaschen. Die Taschen seien der Eocaenzeit angehörende, durch Thermalquellen im Kalkstein ausgelaugte Spalten und Höhlungen, welche nachträglich von Hauterivienmergel angefüllt wurden, sofern sie nicht schon von den Auflösungsrückständen des Kalksteines erfüllt gewesen seien.

J.-B. Greppin (Lit. 19, S. 249—251) macht speziell auf die steile Lage der Valangienschichten dem Seeufer entlang aufmerksam; von ihnen hätten sich Fetzen losgelöst, wären abgeglitten und hätten die Hauterivemergel überschoben. Er