Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1920)

Artikel: Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner-Oberland
Autor: Stauffer, Hans
Kapitel: C: Tektonik
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319276

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: 15.07.2025

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

Mit scharfer Grenze folgen darunter die grauen Schiefer und Kalke, d. h. der Diphyoideskalk der Zentralschweiz in zum Teil vermergelter Fazies.

Darunter liegt, an einer Stelle von der vorerwähnten Gruppe durch eine Echinodermenbreccie (Pygurusschicht?) getrennt, eine sandig-kalkige Schichtreihe, die oben eine rotgefleckte Kalkbank mit Pyg. diphyoides d'Orb. enthält.

Mit allmählichem Uebergang erscheinen nun die braunschwarzen, faulen Berriasschiefer, die scharf und ohne Zwischenlagerung von Kalkbänken an den Malm anstossen.

Nur auf dieses eine Profil fussend möchte ich keine Vergleichung mit andern Gegenden versuchen. Unbedingt auffällig ist jedoch gegenüber dem Brienzergrat und der Zentralschweiz die Anreicherung der sandigen Partien in fast allen Horizonten, so dass wir gegen Westen eine Annäherung an die Küste annehmen müssen.

C. Tektonik.

Zum voraus möchte ich bemerken, dass es mir nicht möglich sein wird, auf alle Einzelheiten des Gebirgsbaues einzugehen; ich muss mich vielmehr auf die Schilderung der wichtigsten tektonischen Erscheinungen und Zusammenhänge beschränken. Leider ist es mir ebenfalls versagt, meine geologische Karte 1 : 25 000, aufgenommen auf photographische Vergrösserung der Siegfriedblätter 488 und 395 1 : 50 000 dem Texte beizulegen, indem dieselbe erst später im Zusammenhang mit andern Aufnahmen in den Nachbarregionen gedruckt werden kann. Ich verweise deshalb zur Orientierung auf die beigelegte, schematisch gehaltene tektonische Uebersichtskarte 1 : 100 000, sowie auf die Karte meiner Vorgänger (41) und die Dufourblätter XIII und XVIII 1 : 100 000.

Zu Figur 10.

Wie schon in der Einleitung auf Seite 3 hingewiesen wurde, gliedert sich mein Untersuchungsgebiet in Autochthones, Doldenhorndecke und Wildhorndecke. An gleicher Stelle ist die Verbreitung dieser tektonischen Elemente umschrieben, deren Beziehungen zueinander sich klar aus der Profiltafel herauslesen lassen.

Zu unterst finden wir das Autochthone, auf dessen Tertiär Teile der Doldenhorndecke liegen. Ueber der Diableretsdecke von Dürrenberg im hintern Kiental bis Boganggen, über der Doldenhorndecke am Brünli und über dem Autochthonen vom Brünli bis Lauterbrunnen folgt die Wildhorndecke.

1. Autochthones.

Wie wir aus den Profilen ersehen, gliedert sich das Autochthone in eine starre Masse von Hochgebirgskalk (Malm und untere Kreide) und eine ungemein plastische und bewegliche Hülle von

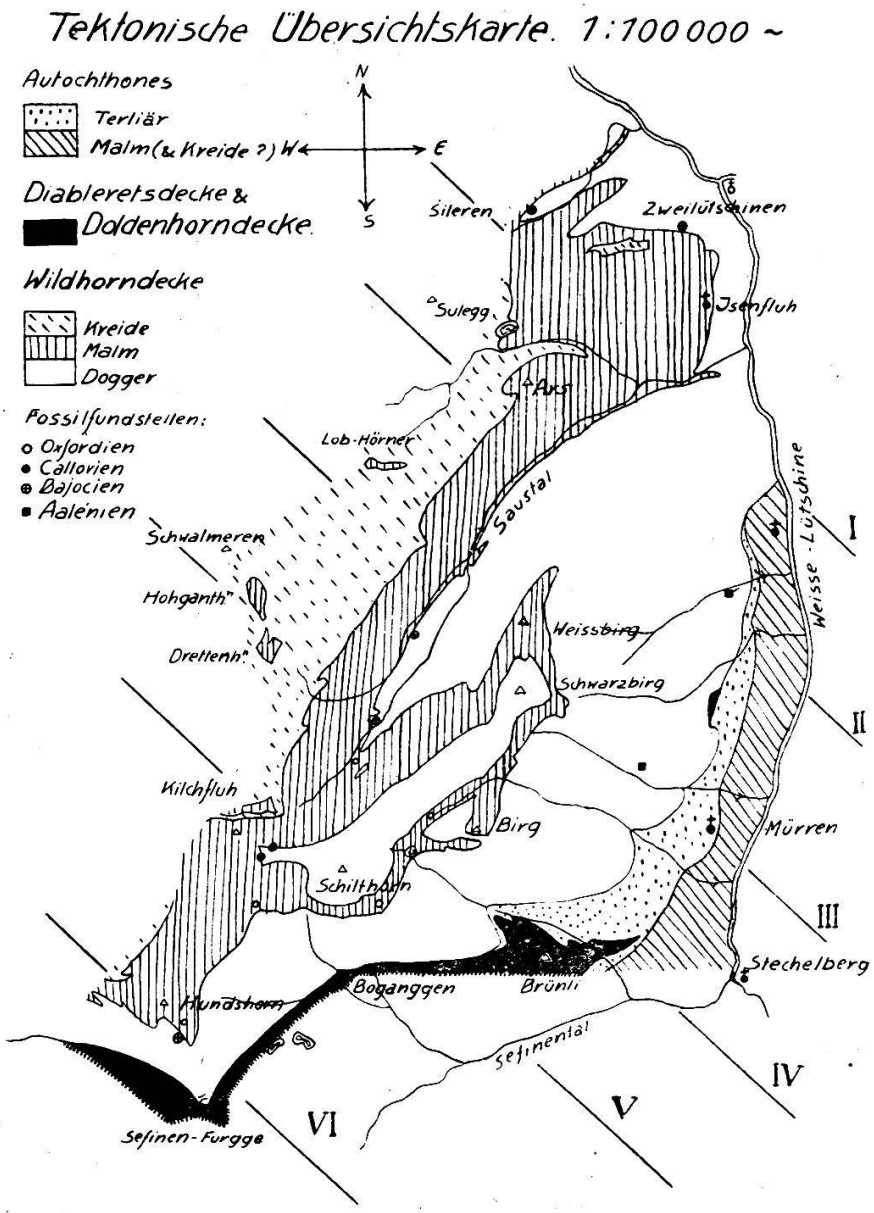


Fig. 10.

tertiären Schiefern, Sandsteinen und Kalken. Ersterer bildet die grossartige Mürrenwand, die eine ganze Reihe gegen Lauterbrunnen absteigender, spitzer, oft etwas verschleppter Falten zeigt, wie z. B. westlich Pletschen, Sandbach, Buchen und bei den Abstürzen von Spissbach und Staubbach.

Ebenso zeigt die tertiäre Hülle Falten, wie aus der Lagerung des tektonischen Leitgesteins, des weissen Quarzites, hervorgeht. Schon auf Finel und bei Winterthal, SW Mürren, muss eine Falte oder eher noch eine lokale Ueberschiebung im Tertiär vorhanden sein. Leider ist es aber wegen geringer Aufschlüsse nicht möglich, mit Sicherheit zu sagen, welcher Art die Störung ist. Bei Mürren stellt das Tertiär eine normale Serie dar, auf Mittelberg hingegen beobachten wir zwei liegende Antiklinalen, die sich unabhängig von denjenigen des Malm entwickeln (s. Profil III). Weiter gegen N zu nimmt das Tertiär stark ab, beim Staubbach erkennt man noch eine wilde Vermengung von Kalken und Schiefern, die wohl tektonischen Ursprungs ist (s. Profil S. 4). Die Abnahme des Tertiärs geht bei Zuben, wo die autochthone Malmwand in den Schutt des Lauterbrunnentals untertaucht, im Extrem so weit, dass es nahezu vollständig verschwindet. Dort liegt das Aalénien der Wildhorndecke beinahe auf autochthonen Malm überschoben. Leider verdecken einige Meter Schutt und der Weg den direkten Kontakt. Die auffallende Reduktion des Tertiärs vom Staubbach an gegen N ist dahin zu deuten, dass der Tertiärmantel tektonisch vom Malm zum Teil oder ganz gelöst und selbständig vom Schub der Wildhorndecke nach N verfrachtet wurde.

Das allgemeine Streichen ist ungefähr E 30 N, wie aus einer Anzahl Messungen sowohl am Tertiär, wie auch am Malm hervorgeht.

Gleich wie die Stratigraphie der autochthonen Serie etwas unsicher ist, so ist es auch deren Tektonik, namentlich was das Tertiär betrifft, und ich möchte mich deshalb auf diese wenigen Angaben beschränken.

2. Doldenhorndecke.*)

Auf der Alp Mittelberg nördlich Mürren sehen wir im Bachgraben, wo die Zahl 3 von Punkt 1703 auf der Karte steht, einen Anriss von Dachschiefern und Taveyannazsandstein zutage treten. Wir haben hier einen isolierten Fetzen von Tertiär der Doldenhorndecke vor uns.

Die bedeutendste Entwicklung der Doldenhorndecke innerhalb des Rahmens dieser Untersuchung konstatieren wir im Gebiet des Brünli südlich Mürren, wie die Karte Seite 62 deutlich zeigt. Haben meine Untersuchungen hier in stratigraphischer Beziehung zu ganz andern Ergebnissen geführt als diejenigen Helgers (51, 55),

*) Vergleiche S. 10. Vorbemerkung zur Stratigraphie der vereinigten Doldenhorn- und Diableretsdecke.

so nähern wir uns wieder in der tektonischen Auffassung, indem mein Profil (s. Profil IV) ein ähnliches Bild zeigt wie dasjenige Helgers (51, Profil Nr. 9).

Das Profil stellt die mehrfach gefaltete, liegende Stirn der Doldenhorndecke dar, deren tektonische Verhältnisse wir am besten von Gümmelen aus betrachten können. Der Taveyannazsandstein in Gesellschaft von Dachschiefern steht, wie Gerber und Helgers (41) richtig kartiert haben, oben am Brünligrat hinter dem zweiten Gipfel an, jedoch zieht er sich mit zirka 20° N-NW Fallen ziemlich weit gegen das Schilttal hinunter. Dann erscheint er von neuem direkt nördlich unter dem Brünligipfel im Weg am Fusse der Wand und ferner an verschiedenen Stellen über den Hütten von Spielboden. Weiter südlich auf der zum Teil bewaldeten Terrasse, die Doldenhorndecke und Autochthones trennt, konnte er nicht mehr gefunden werden. Auf alle Fälle ersehen wir, dass der Taveyannazsandstein, zwar stellenweise aussetzend oder in Schutt begraben, als Mantel die liegende Stirn der Doldenhorndecke umhüllt. Am Südhang des Grates Wasenegg-Brünli erscheint die Taveyannazgruppe hin und wieder schlecht aufgeschlossen gegen das Boganggenhorn zustreichend.

Das tektonisch dominierende Gestein ist am Brünli der tertiäre Kalk-Quarzsandstein (s. Profil S. 14, Nr. 12), aus dem sich die Gipfelpartie, sowie der ganze Absturz gegen das Schilttal aufbaut. Letzterer stellt ein Mehrfaches der Mächtigkeit dar, indem wir in der Wand 4 oder 5 nicht leicht zu erkennende Falten beobachten, ja eine grössere Schuppe hat sich aus dem Zusammenhang gelöst und schwimmt nun in den dunklen Priabonienschiefern (Profil S. 14, Nr. 13). Ich möchte an dieser Stelle nochmals darauf hinweisen, dass die Kombination von Kalk mit Quarzsandstein, wie ich sie weiter oben beschreibe, unmöglich nur tektonischer Natur sein kann.

Die Tschingelkalkserie erscheint östlich und südlich vom Brünligipfel und verliert sich rasch in der Wand. Im liegenden Schenkel der Antiklinale, der überhaupt mechanisch stark reduziert ist, konnte ich keinen Tschingelkalk mehr feststellen.

Der Tschingelkalk, der auf der Karte im n des Wortes Gümmelen anstehend zu treffen ist, würde einen Fetzen des liegenden Schenkels der Doldenhorndecke vorstellen. Auf jeden Fall scheint mir aber sicher, dass dieses Vorkommnis von typischem rotem und buntem Tschingelkalk mit demjenigen von Ozen im hintern Sefinen-

tal in Verbindung steht (siehe 41). Die genaue Aufnahme des Sefinentals, die im Gange ist, wird uns darüber Klarheit verschaffen.

Die kalkig-sandige Partie des oberen Valangien, im Profil Seite 14 die Nr. 3—7 eventuell noch 8 vorstellend, sehen wir unter dem Tschingelkalk wenig über dem Fussweg direkt östlich vom Brünligipfel, und ferner etwas weiter südwestlich finden wir namentlich die Korallen führenden Kalke im vorhin erwähnten Weg selbst aufgeschlossen. Auch diese Schichten sind in der verkehrten Serie stark reduziert. Wir entdecken jedoch im Fussweg, der vom Brünli direkt gegen Gimmelwald absteigt, in einer Höhe von zirka 1920 Meter die festen Bänke mit Korallen und Terebrateln (Profil S. 14, Nr. 4—6).

Die grüne Valangien-Sandsteinbank konnte ich einzig in der normalen Serie verfolgen, in der verkehrten fand ich nur siderolitische Breccien, wie sie namentlich im Fussweg östlich des Brünli, in der normalen Serie, auf grosse Distanz zu sehen sind.

Im Oehrlikalk, der am Brünli den Kern der Doldenhorndecke repräsentiert, konnte ich keine Umbiegung feststellen. Sie ist möglicherweise auch nur andeutungsweise da, wie es das Profil IV zur Darstellung bringt.

An der Sefinen-Furgge unterlagert die Diableretsdecke die Wildhorndecke. Ohne hier auf das Nähere dieser meist ausserhalb meiner Aufgabe liegenden Verhältnisse einzutreten, möchte ich doch die Anwesenheit des tertiären grauen Kalks von Boganggen erwähnen (s. Profil VI und Beschreibung S. 20). Um den Mittelschenkel der Wildhorndecke kann es sich unmöglich handeln, eher, wenn das Gestein nicht zum Tertiär der Diableretsdecke gehört, könnte es eine selbständige Schuppe darstellen.

Das Streichen der Doldenhorndecke nähert sich stark der WE-Richtung. Verbinden wir auf der Karte gleich hohe Punkte der Taveyannazsandsteinplatte auf Dürrenberg mit ebensolchen am Brünli, so ergibt sich ein Streichen von E 20 N, was sehr gut dem Durchschnittswert einer Anzahl Messungen am Brünli selber entspricht. Die axialen Verhältnisse der Doldenhorndecke lassen sich nur schwer entziffern, soviel ist aber sicher, dass am Brünli selbst die Faltenaxen ziemlich stark gegen E steigen (10°). Möglicherweise stellt die Gegend von Boganggen eine lokale Depression dar, von der an dann weiter westlich der allgemeinen Lagerung folgend, die Diablerets- und die Doldenhorndecke stark gegen W d. h. gegen das Hohtürli aufsteigen.

3. Wildhorndecke.

Allgemeines. Vorausschickend muss ich betonen, dass es zu weit führen würde, auf die vielen Differenzen zwischen der Auffassung von Helgers (51) und der meinigen in Bezug auf die Tektonik der Wildhorndecke einzugehen. Bevor ich mit der Beschreibung der Lokaltektonik beginne, möchte ich kurz das tektonische Verhalten der einzelnen Schichtglieder allgemein charakterisieren.

Das Aalénien bildet im Eisensandstein und in den quarzreichen Partien träge Falten, die Aalénienschiefer an der Basis dagegen verhalten sich ungemein plastisch und können sich fälteln wie Flyschschiefer. Schwer zu konstatierende Brüche beobachten wir in den massigeren Partien.

Die Cancellophycusschichten sind vermöge ihrer Schieferlagen sehr beweglich und bilden schöne Falten. Interessant ist, wie in den Antiklinalen die Schiefermassen sich häufen und die Kalkbänke infolge der daraus resultierenden Ueberspannung in einzelne Fetzen zerrissen werden. Umgekehrt beobachten wir in den Synklinalen «Ueberschiebungen» der einzelnen Kalkbänke innerhalb der Schiefer. In sehr schöner Weise finden wir diese Miniaturtektonik z. B. an den Falten der Würzelegg ausgebildet.

Die Bajocien-Echinodermenbreccie (Spatkalk) stellt das tektonische Leitgestein des Doggers dar, und erstaunlich ist es, wie dieses dünnbankige, sonst gar nicht besonders plastisch erscheinende Gestein, höchst elegante Falten zu bilden vermag. Die Beweglichkeit der verhältnissmässig dünnen (25—40 m) Spatkalkplatte wird jedoch dadurch erleichtert, dass sie zwischen zwei ungemein plastischen und nachgiebigen Schieferkomplexen, den Callovien-Oxfordien-Argovien-Mergeln einerseits und den Cancellophycusschichten andererseits eingelagert ist. Brüche sind in dieser Stufe verhältnissmässig selten (Hundsfluh).

Die Mergelserie Callovien-Oxfordien-Argovien mit ihren eingelagerten Kalkbänken bilden Gleitzonen und plastische Füllmassen und zeigen oft reiche Fältelungen. Brüche lassen sich hier selten konstatieren, z. B. an der Hundsfluh, wo sie ohne irgendwelche Schleppung der Mergelschichten dieselben steif durchsetzen.

Der Malm erscheint infolge seiner Massigkeit und Mächtigkeit immer in grösseren oder grossen Falten, zudem ist er überreich an Brüchen und Brüchlein.

Die mannigfaltigen Stufen der Kreide sind alle sehr plastisch

und infolgedessen sind dort oft schwer entwirrbare Faltengebilde entstanden.

Wie sich dieses gegenüber mechanischem Druck sehr ungleich verhaltende Schichtpaket nun im einzelnen gestaltet, möchte ich in den folgenden Zeilen kurz zu schildern versuchen.

Der Ueberschiebungskontakt. Der Ueberschiebungskontakt zwischen der Basis der Wildhorndecke und dem Autochthonen, der Doldenhorndecke und der Diableretsdecke ist an verschiedenen Stellen aufgeschlossen.

An der Sefinen-Furgge (s. Profil S. 24) finden wir die Aalénienschiefer der Wildhorndecke auf Flyschschiefer der Diableretsdecke gelagert. Der Kontakt ist aber nicht messerscharf, indem auf zirka $^1/_2$ m die beiden Schiefer miteinander vermengt sind. Da hier an der Deckengrenze zwei Schieferkomplexe aufeinander zu liegen kamen, ist natürlich eine Breccienbildung, wie sie Baltzer (16, 27) erwartete, ausgeschlosssen.

Der Kontakt zwischen Eisensandstein der Wildhorndecke und dem grauen Kalk von Boganggen (s. Profil S. 20) ist in einer Höhe von zirka 2100 m westlich den Hütten von Boganggen über dem Fussweg sichtbar. Auch hier, wo Kalk und Sandstein miteinander in Berührung kommen, fand ich keine Breccienbildung. Die Trennungsfläche der beiden Stufen ist naturgemäss scharf.

An der Wasenegg bei Punkt 2159 liegen wieder Aalénienschiefer auf Flysch, und trotzdem es hier an Aufschlüssen nicht mangelt, hält es schwer, die ungefähre Grenze der beiden zu finden. Dasselbe gilt auch für den Kontakt im Aegertenbach bei Mürren in einer Höhe von zirka 1780 m.

Der weitaus besten und schärfsten Kontaktstelle zwischen Wildhorndecke und autochthonem Tertiär begegnen wir etwas nördlich vom Uebergang des Fusspfades Lauterbrunnen-Mürren über den Staubbach in einer Höhe von 1180 m, wenige Schritte oberhalb des Weges. Hier kommt der Eisensandstein der Wildhorndecke mit tertiären schwarzen Schiefern des Autochthonen in Berührung. Der Kontakt ist ausnahmsweise messerscharf. Die Unterfläche der Wildhorndecke streicht hier N 46° E und fällt 28—30° NW; der vorspringende Eisensandstein, hier eine kleine Balm bildend, ist durch deutliche Rutschstreifen ausgezeichnet, die gegenüber dem Fallen einen Winkel von 6° westlicher Ablenkung einschliessen.

Wieder undeutlichere Kontaktverhältnisse, ähnlich wie an der Wasenegg, treffen wir von neuem am Grunde des Lauibachs.

Ich führe diese Kontaktstellen an, weil in den Alpen der Ueberschiebungskontakt überhaupt selten sichtbar ist, und um zu zeigen, wo man in meinem Untersuchungsgebiet die Ueberlagerung der Wildhorndecke auf ihre Unterlage tatsächlich sehen kann.

Die Lage und Form der Ueberschiebungsfläche der Wildhorndecke erhält man durch die Verbindung gleich hoher Punkte des Deckenkontaktes im Lauterbrunnen- und Kiental, sowie durch Interpolationen. Wenn wir dies ausführen, so ergibt sich die auf den ersten Blick auffallende Tatsache, dass die Unterfläche der Wildhorndecke im allgemeinen E 10—12° N streicht, also wie die Doldenhorndecke oder sogar noch angenäherter an die EW-Richtung.

Wie das Streichen der Faltenachsen (E 45 N) und auch die Rutschstreifen beim Aufschluss über dem Staubbach zeigen, ist die Wildhorndecke auf ihrer Unterlage nicht dem grössten Gefälle nach abgeglitten, sondern schräg mit einer bedeutenden Westkomponente.

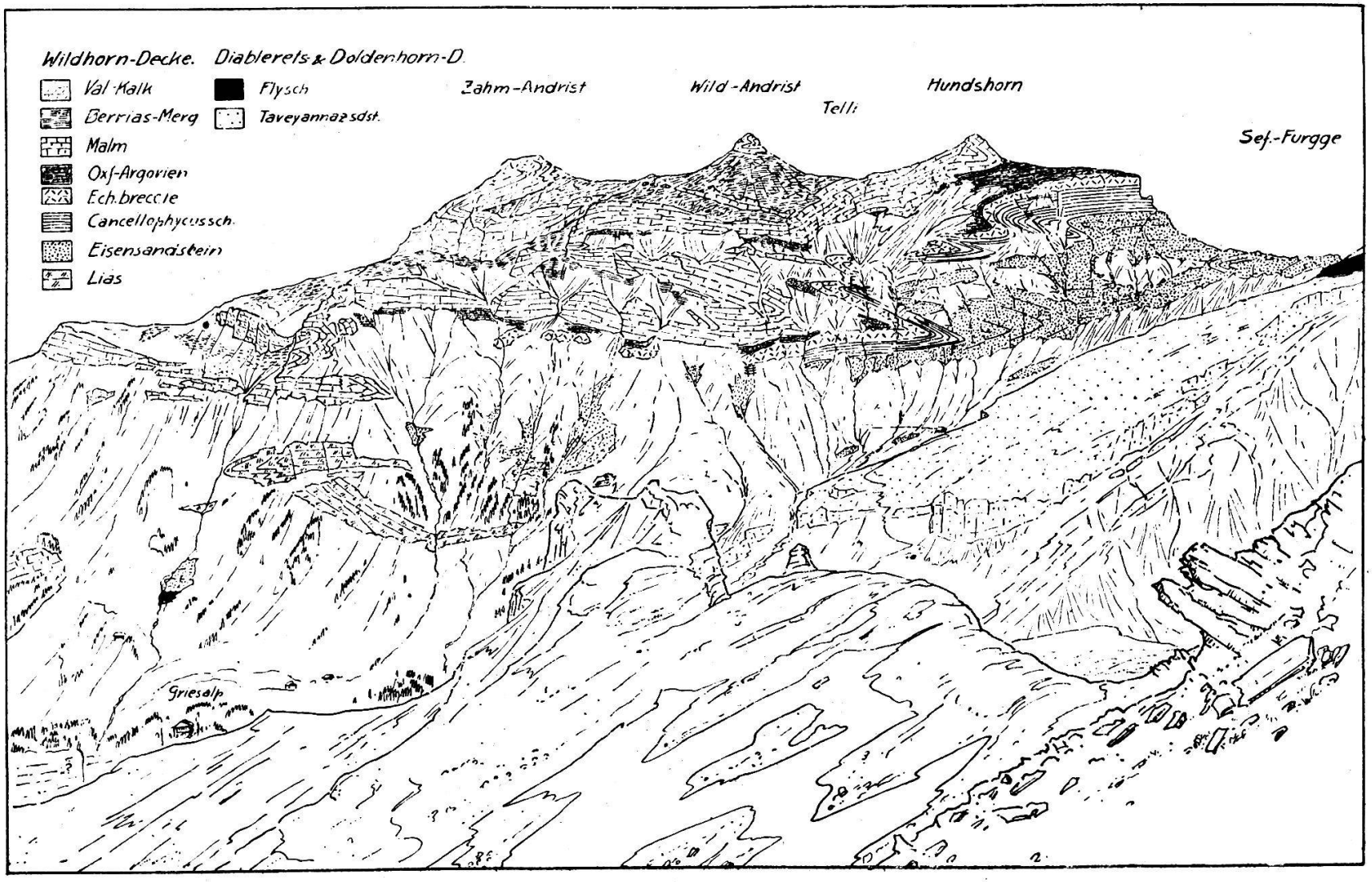
Die Form der Unterfläche, soweit sicher bestimmbar, ist im Kiental eine an Gefäll von S nach N abnehmende Wanne, die ganz im N (Dreispitz) wieder ansteigt. Gegen das Lauterbrunnental zu erscheint mit wachsender Intensität eine scharfe Knickung, dank derselben die Kontaktfläche in der Gegend der Mürrensäge beinahe senkrecht steht. Auf Boganggen erkennen wir einige kleine Verfaltungen der Wildhorndecke mit ihrer Unterlage, die schon Gerber und Helgers (41) bekannt waren.

Tektonik der Wildhorndecke. Ich beginne mit der Besprechung der Lokaltektonik im W, wo die Verhältnisse am einfachsten liegen, und rücke den Profilen VI—I folgend gegen E vor. Die Buchstaben (A) etc. bezeichnen die sich entsprechenden tektonischen Elemente auf der Profiltafel.

Zum Studium der Tektonik der Wildhorndecke im Kiental steigt man nach dem trefflichen Vorschlag von Gerber (37, 76) am besten auf den Bundstock P. 2758. Der Ueberblick von dieser Höhe auf das tief aufgeschnittene Profil der rechten Kientalseite gehört wirklich zum Schönsten und Klarsten, was man im Gebiet der helvetischen Decken sehen kann. Für uns kommt hier nur der südlichere Abschnitt in Betracht.

Zu Figur 11:

Auf die dicke Platte von Taveyannazsandstein der Diableretsdecke von Dürrenberg uud die wenig mächtige Lage von Flyschschiefer folgt das Aalénien der Wildhorndecke. Die Aalénienschiefer sind meist schlecht aufgeschlossen und bilden liegende



Figur 11: **Ansicht der Ostseite des Kientales vom Bundstock aus.**

Antiklinalen, wie es Profil VI zeigt, und zwar derart, dass bald Eisensandstein, bald Aalénienschiefer in Kontakt mit dem Flysch kommt. Dieselbe Erscheinung treffen wir auch bei Mürren, und die Profile Seebers (81, Profile) von Wengen wiederholen das gleiche Phänomen. Die darüber liegenden Cancellophycusschichten nehmen gegen NW zu an Mächtigkeit ab (55 m an der Hundsfluh und zirka 30 m ob Dürrenberg) und machen alle Faltungen der im folgenden zu besprechenden Stufe mit.

Als gelbbraunes Band zeigt der Spatkalk die Faltenbildung mit grosser Klarheit. Von der Hundsfluh an leicht absteigend, senkt er sich gegen N zu bis ungefähr unter den Gipfel des Hundshorns, wo er eine erste Falte bildet. Südlich vom Telli bildet sich eine zweite liegende, engere Falte. Der Spatkalk zieht sich immer weiter absteigend bis zum d im Worte Bockspfäd auf der Karte, direkt südlich des Wildandristgipfels, wo wir zwei kleine Falten beobachten, die eine liegende, doppelte Antiklinale darstellen, und die ich Dürrenberg-Antiklinale (E) benennen möchte. Diese vier Tellifalten sind in Karte und Profil von Gerber (37) nicht verzeichnet. Nun folgt die schon von Gerber kartierte Dürrenberg-Synklinale (F), nur dass dieselbe in Wirklichkeit spitzer ist und bedeutend weiter nach S ragt. Die Callovien-Oxfordienmergel machen alle diese Bewegungen mit. Der Gipfelmalm des Hundshorns zeigt deutlich den Bau einer nach N offenen Synklinale. Halbwegs zwischen dem Gipfel und der Einsattelung des Telli fällt uns eine scharfe Malmfalte auf, die mit der obersten Tellifalte der Echinodermenbreccie korrespondiert. Im Telli selbst treffen wir die Berriasschiefer an. Das Gesamtbild zeigt eine einfache, normale und in sich gefaltete Schichtserie vom Aalénien bis zum Berrias, die auf Flysch gelagert nach N einfällt.

Gegen E zu erscheint nun infolge des Axialgefälles gegen NE eine obere Falte, die «Schilthornteildecke» Baltzers (17, 62). Die ganze Basis von Eisensandstein und Cancellophycusdogger gibt zu keinen Bemerkungen Anlass. Von der Hundsfluh an senkt sich die Bajocien-Echinodermenbreccie gegen das Schilthorn zu, eine Bewegung, die durch eine Anzahl E-W streichender Brüche noch verstärkt wird. Beim Aufstieg zum roten Herd, in einer Höhe von zirka 2550 m, finden wir noch den Anfang der südlichsten Tellifalte. Die Falte D am Ostgrat des Kleinschilthorn (s. Profil V) liegt tektonisch bedeutend südlicher wie die Tellifalten, sie ist die nördlichste der später zu besprechenden Birgfalten.

Die Oxfordien-Callovienmergel, als Muldenkern unter dem Schilthorn doppelt liegend, bilden eine meist von Schutt und Bergstürzen bedeckte Terrasse von der Hundsfluh um das Schilthorn herum bis zum Grauseeli. Das Argovien reicht bis ungefähr unter den Gipfel des Schilthorns. Der Gipfelmalm des Hundshorn sinkt bis zum Schilthorn um zirka 300 m gegen NE ein und gerät infolgedessen in den Kern der grossen Mulde, der Schilthornsynklinale, welche die unteren Falten von der grossen oberen Schilthornfalte trennt. Der in dieser Mulde eingeklemmte Malm ist auf komplizierte Weise durch Brüche und kleine Falten zerstückelt, so dass er zwischen Hundshorn und Schilthorn in isolierten Massen erscheint, wie sie auch schon Gerber (41) kartiert hat. Der Malm der Schilthornsynklinale setzt sich unter Punkt 2831 zur Kilchfluh fort. Dieselbe ist keine einfache Malmsynklinale, sondern die untere Malmwand ist allseitig von Berriasschiefern umgeben, wie wir aus Profil V ersehen können. Darauf folgt die ganze umgekehrte, aber vollständige Serie der Schilthornfalte. Sehr auffallend ist an der Kilchfluh eine sackartige, tauchende Antiklinale im Malm, die von gelben Argovien-Mergeln und -Kalken ausgefüllt wird und beidseitig dieses Gebirgsstockes zu sehen ist. Ich habe diese Sekundärfalte im verkehrten Mittelschenkel auf den Profilen mit A bezeichnet.

Der Malm der Kilchfluh, d. h. der Schilthornsynklinale, hat aber auch eine Stauung der Schilthornantiklinale zur Folge, so dass die Doggermasse der Gipfelpartie am Schilthorn sich selber faltet und die namentlich in den Cancellophycusschichten ausgeprägte, von Gerber (37, 46) abgebildete Falte (B) darstellt. Im Norden bei Punkt 2831 biegt der Dogger nochmals auf und es scheint sich hier um die Stirnbiegung im Dogger der Schilthornfalte zu handeln. Der Dogger dürfte daher nie wesentlich weiter nach N gereicht haben, jedenfalls nicht bis in die Gegend der Lobhörner.

Unter dem Birg (s. Profil IV) beobachten wir vom Denkmal am Schilthorn aus eine verfaltete, nicht mehr vollständig erhaltene Doppelmulde. In der unteren Teilmulde treffen wir im Kern nur Oxfordien-Callovien-Mergel. Dieselbe ist indessen nicht einfach, sondern wir erkennen deutlich mehrere sekundäre Falten im Spatkalk, die ich als Birgfalten bezeichnen möchte. Deren nördlichste haben wir schon in der kleinen Falte (D) der Echinodermenbreccie am Klein-Schilthorn gefunden. Die wenig südlicher daran anschliessende grössere Falte (C) werden wir weiter nordöstlich an der Würzelegg wieder beobachten können. Aber auch in der ver-

kehrten Serie der untern Teilmulde erkennen wir zwei ganz kleine Falten. Die Antiklinalspitze des Spatkalkes, welche die beiden Teilmulden trennt, ist bei Seelifuhren deutlich erhalten.

Die höhere Teilmulde fällt sofort durch ihren mächtigen Malmkern auf, der die Gipfelpartie des Birg darstellt. Neben dieser Malmplatte führt diese Mulde auffallend wenig Oxfordien-Callovien-Mergel und auch das Argovien ist sehr spärlich vertreten. Um den Birgmalm herum, der im Süden teilweise direkt auf Cancellophycusschichten ruht, müssen wir die untern Falten mit der darüber liegenden grossen Schilthorn-Antiklinale verbinden.

Innerhalb der obern Teilmulde (siehe Profile) geht nun die Bajocien-Echinodermenbreccie oder der Spatkalk vollständig in die Fazies der Cancellophycusschichten über.

Der Malm des Birg senkt sich mit zirka 10° Axialgefälle gegen N ein und sein Streichen nähert sich der N-S-Richtung (N 15—20 E). Im Engital biegt er flexurartig ab, was sowohl Mösch (68, 19) als auch Helgers (51, 49) dahin verleitete, eine nach S offene Synklinale anzunehmen, trotzdem von einer vollständigen Biegung keine Spur zu sehen ist. Dieses plötzliche Abbiegen des Malms gestattet ihm, von der obern Teilmulde in die untere zu gelangen. An der Ostseite des Birg erscheinen auch zum Teil etwas unklarer die Birgfalten des Spatkalkes.

Beim M des Wortes Mutthorn konstatieren wir einen zirka N 20 W streichenden Bruch, den grössten im ganzen Gebiet, der die östliche Hälfte um die Mächtigkeit der Cancellophycusschichten, hier zirka 120 m hebt, so dass der oberste Eisensandstein direkt neben Spatkalk zu liegen kommt. Der Birgmalm verschwindet hier und zieht sich, vom Dogger der Schwarzbirgmasse bedeckt, gegen das Weissbirg hin. Infolge des vorhin erwähnten Bruches erscheint nun der Spatkalk plötzlich auf der Höhe des Mutthorns noch als Rest der Synklinale der Falte C erhalten, die mit zirka 10° Axialgefälle gegen die Würzelegg abfällt. Das Mutthorn ist also durch einen Bruch gehoben und nicht abgesunken, wie Helgers (51, 50) annimmt. An der Würzelegg finden wir neben Falte C auch noch D vorhanden und in den Cancellophycusschichten ist noch eine weitere Birgfalte angedeutet.

Die Schilthornfalte, im Schilthorn selber am vollständigsten erhalten, wird im weiteren durch die Doggermasse Schwarzgrat-Schwarzbirg gebildet und ist im allgemeinen auf der alten Karte (41) richtig eingetragen. Die Falte B erscheint westlich vom Bietenhorn im Saus-

tal und ferner beobachten wir sie im Schwarzbirg, so dass sie auf der ganzen Länge der Schilthorn-Antiklinale dieselbe durchsetzt. Im Weissbirg haben wir eine richtige, nach N offene Malmsynklinale, wie neben Profil III auch das Profil Seite 27 zeigt.

Von der Würzelegg an steigen die Doggerfalten axial mit zirka 5° gegen NE an. Die grosse Verwerfung, die Helgers in seiner Karte (51) vom Weissbirg bis zum Spissbach hinunter zeichnet, existiert nicht.

Die rechte Saustalseite zeigt ganz schräg, fast im Streichen geschnittene Falten im Bajocien, die mit den Tellifalten zu verbinden sind. Infolge der Mächtigkeitszunahme, namentlich in den Cancellophycusschichten (s. Seite 40), ist die Dürrenberg-Antiklinale F) an Ausmass um das Mehrfache gewachsen. Der Spatkalk zieht sich vom Augstmatthorn ununterbrochen bis in die Schlechten Matten und von da an, sich immer auf der rechten Saustalseite haltend, bis fast zur Sandweid im Lauterbrunnental hinunter. Das Aequivalent der südlichsten Tellifalte ist die Andeutung einer solchen bei Punkt 2370. Die mittlere findet sich, in zwei gespalten, auf den Schlechten Matten und im Mettlenberg. Die zwei Teilfalten der Dürrenberg-Antiklinale (E) erkennen wir in dem Spatkalkgewölbe östlich Sausmatten und in demjenigen der Flöschwaldweid. Die Spatkalkspitze der Dürrenberg-Synklinale (F) sticht im Lauterbrunnental ob der Sandweid ungefähr bei Punkt 905 in die Luft hinaus. Das Aalénien und namentlich die Cancellophycusschichten machen alle diese Bewegungen mehr oder weniger ausgeprägt mit.

Im Hintergrund des Saustals erscheint im Thürliboden ein grosser Malmkomplex, der fast bis zur Kilchfluh hinauf sichtbar ist und tatsächlich auch die Fortsetzung des obern Kilchfluhmalms darstellt, wie namentlich auch das mit A bezeichnete tauchende Argoviengewölbe beweist, das sich vom Thürliboden übers Schafläger bis zum Espaltenhorn hinzieht. Westlich der wundervoll aufsteigenden Malmwände breitet sich unter dem Hohgantplateau eine grosse Kreidemulde aus, die namentlich in Profil IV deutlich zu erkennen ist. Diese Mulde stellt die Schilthorn-Synklinale in der Kreide dar und die «Klippen», d. h. die isolierten Malmklötze, gehören zur verkehrten Serie der Schilthorn-Antiklinale. Diese auf Berriasschiefern schwimmenden, sich trotzig erhebenden Malmburgen sind das Drettenhorn, das Hohganthorn und die beiden Lobhörner, die auch von Gerber (37, 79) als Reste einer Falte darge-

stellt wurden. Ich glaube kaum, dass diese Falte im Malm eine ununterbrochene Platte darstellte, sondern schon bald ist dieselbe in einzelne Schollen aufgelöst worden, genau wie die Malmvorkommnisse im Kern der Schilthornsynklinale. Es ist sehr auffällig, dass unter Berücksichtigung der Schubrichtung die Lobhörner gerade nördlich an das Espaltenhorn ansetzen und Hohgant und Drettenhorn exakt in die Senkung des Malm südlich der Mähren passen. Alle drei «Klippen» haben das Gemeinsame, dass ihre Lagerung verkehrt ist, wie übrigens zu erwarten war, und dass sie faziell vollständig mit Kilchfluh und Hundshorn übereinstimmen.

Von allen das komplizierteste tektonische Gebäude ist das Drettenhorn (siehe Profil IV). Auf dem von Brüchen zerhackten Malm liegt Argovien und nach Gerber (37, 43) auch Oxfordien, was ich indessen nicht finden konnte. Die Gipfelpartie (d. h. nach den Einwohnern das eigentliche Drettenhorn, während der ganze Berg das Rothorn heisst) besteht wieder aus Malm, der an der Ostseite von Berriasschiefern unterlagert wird. Zwischen diesen beiden streicht ein Bruch N 35 E mit einem Fallen von 55° W. Die Gipfelpartie gehört tektonisch zur Malmbasis des Drettenhorns. Der Bruch hebt den Gipfelmalm um die Mächtigkeit dieser Stufe (zirka 90 m) und infolge seiner Neigung sind die früher nebeneinander liegenden Malmkomplexe heute übereinander. Der Gipfelmalm findet dann in gleicher Höhe seine Fortsetzung im Hohganthorn. Zwischen Drettenhorn und Hohganthorn kommen Argovien und Berriasien miteinander in Berührung und deren Unterscheidung ist hier nicht immer leicht. Kurz vor dem Hohganthorn beobachten wir einen Fetzen schwarzer Schiefer, die vielleicht zum Oxfordien gehören können.

Das Hohganthorn stellt eine Malmplatte mit zwei liegenden Argovien-Antiklinalen dar. Die nördlichere davon betrachte ich als die Malmstirn der Schilthornfalte.

Wieder komplizierter gestalten sich die Verhältnisse an den Lobhörnern. Das kleine Lobhorn besitzt an der Basis Fetzen von Malm, auf die Berriasschiefer und Argovienmergel folgen. Die ganze verworrene Lagerung erinnert an die Verhältnisse zwischen Hohganthorn und Drettenhorn. Das grosse Lobhorn stellt eine auf dem Kopf stehende, sich etwas nach rückwärts einbohrende Antiklinale aus Malm dar, in deren Kern westlich vom Hauptgipfel gelbbraune Argovienkalke und -Mergel noch sichtbar werden. Diese sind stark gefältelt, während der Malm seine gewöhnlichen ruhigen

Falten zieht, so dass das Bild von Helgers (51, 43) absolut als falsch bezeichnet werden muss. An der Grenze Berrias-Malm treffen wir eine pyritreiche Lage, und einzelne Malmblöcke sind in die scharf gefalteten Berriasschiefer hineingeraten. Der eine Malmfetzen vom Kleinlobhorn zieht sich noch eine längere Strecke unter dem Grosslobhorn durch (siehe Profil III). Helgers hat auf der Karte (41) zu viel Malm und Argovien eingetragen und der angegebene Dogger ist hier überhaupt nicht vorhanden.

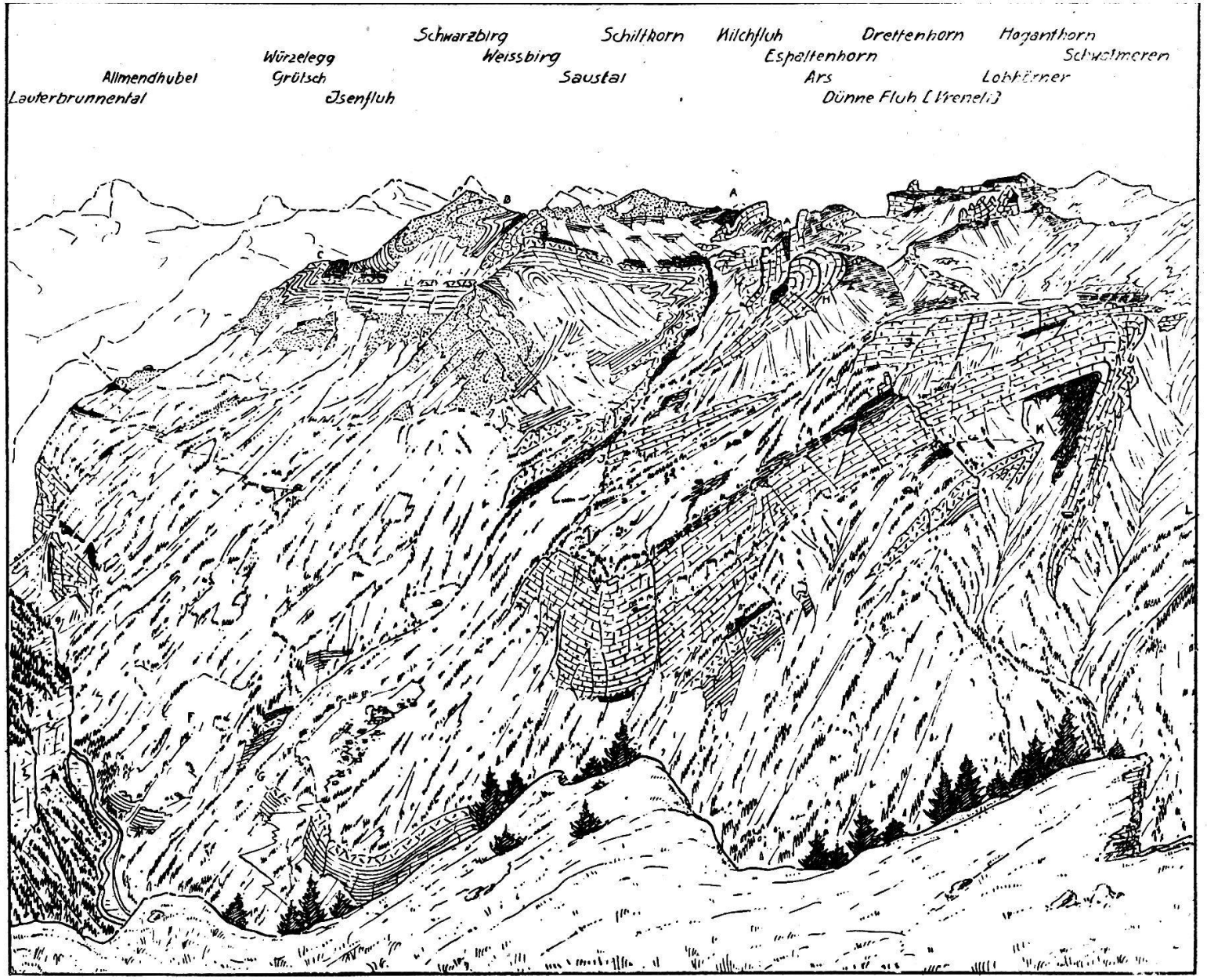
Die Kreideschichten auf dem Hohgantplateau sind in grossen Flächen aufgeschlossen, meist mehr oder weniger flach liegend. Südlich der Uertschelenschöpf im Bacheinschnitt treffen wir eine ganze Anzahl kleiner Falten (siehe Profil III), die sich am klarsten in der Diphyoidesgruppe verfolgen lassen. Diese Falten bilden die Spitze der Schilthornmulde in der Kreide. Merkwürdigerweise scheint an der Mähren die Diphyoidesgruppe direkt auf Malm zu liegen, indem die Berriasmergel sehr wahrscheinlich tektonisch ausgequetscht wurden.

Nördlich vom Espaltenhorn taucht mit axialem Steigen von zirka 5° gegen NE die Arsfalte (H) auf, die am Ars noch Argovien in ihrem Kern erhalten hat. Dieser doppelte, gegen das Saustal hin abfallende Malm zeichnet sich durch viele Brüche aus, die in ihrem Verhalten dem axialen Aufstieg gegen E entgegenzuwirken suchen. Auf der Höhe von Sausboden erscheint ein ganz von Berrias umhülltes Malmband und am Ars sind in gleicher Lagerung zwei grosse Malmschollen zu sehen. Bei letzteren ist deutlich sichtbar, dass sie bei der Faltenbewegung zwischen zwei Brüchen aus dem Verbande des Malm gelöst und in die plastische Masse der Berriasmergel hineingepresst wurden. Die eine Bruchfläche, die die Schichten im Winkel von zirka 40° schneidet, ist noch intakt erhalten. Was für dieses Beispiel im kleinen gilt, ist vielleicht auch richtig für die grösseren derartigen Malmvorkommnisse, wie z. B. für den unteren Malm an der Kilchfluh.

Die Kreide unter der Ars-Antiklinale zieht sich von Kühbodmen am Sulssee bis hervor zum Bützen.

Zu Figur 12:

In der Intersektion des Lütschinentals erscheint nun die rein aus Malm und Argovien bestehende Kuhmattenfluhplatte (J), die ebenfalls mit zirka 5° axial gegen E ansteigt. Oberhalb Bodmi erleidet dieselbe eine flexurartige, deutlich ausgeprägte Knickung und an der Langen Balm scheint sie mit der Arsfalte (H) in Ver-



Figur 12. **Ansicht der Westseite des Lütschinentales von der Schynigen Platte aus.**

bindung zu stehen, wie auf Profil II angedeutet ist. Der untere Malm der Langen Balm gehört zum Südschenkel der später zu besprechenden Ahorni-Antiklinale (K). Die Basis der Kuhmattenfluhplatte (J) besteht aus Argovien, das unter der Dünnen Fluh (Vreneli) noch normal entwickelt ist, hingegen gegen NW zu vollständig verschwindet, so dass der Malm der Kuhmattenfluhplatte (unter P. 2041) direkt auf demjenigen der Ahorni-Antiklinale sitzt. Wie das Argovien, so keilt auch der Malm selbst unter der Sulegg, etwas ausserhalb meines Gebietes, vollständig aus.

Für die weitere Entwicklung der Tektonik beginnen wir beim Austritt der Dürrenberg-Mulde (F) ob der Sandweid. Der Spatkalk fällt von hier an deutlich nach N ein und bildet östlich Isenfluh zwei kleinere Falten (G). Von Zweilütschinen weg steigt er indessen gegen NW an, erreicht schliesslich 40° S-Fallen und bildet die von der Schynigen Platte aus deutlich sichtbare, fast aufrechtstehende Ahorni-Antiklinale. Ueberlagert wird die Echinodermenbreccie von den Argovienmergeln (das Oxfordien keilt nördlich Isenfluh vollständig aus) und von einer mächtigen Malmwand (s. Profil I). Dieselbe zeigt in der Gummenfluh die Antiklinalbiegung und zieht sich über Alpbiglen durch bis unterhalb Heubiglen.

Auf der Alp Mäder trägt dieser Malm normal Berriasschiefer (siehe Profil S. 55), auf denen überschoben Argovienmergel und der Malm der Dünnen Fluh, zur Kuhmattenfluhplatte gehörend, sitzen. Diese Kreide verliert sich aber gegen W vollständig, ähnlich wie das Argovien und die Ueberschiebung von Malm auf Malm ist nur durch die schmale Terrasse der Gummenalp angedeutet.

Die hier mächtigen Cancellophycusschichten (200 m) und der Eisensandstein machen die Bewegungen der Ahorni-Antiklinale ebenfalls mit.

In einer Höhe von 1100 m, direkt nördlich von Heubiglen, beobachten wir, dass steilstehender Spatkalk, Argovien und Malm unten fast horizontal abgeschnitten und direkt von Eisensandstein unterlagert werden, und zwar derart, dass wir uns zweifelsfrei vor einer Unterschiebung befinden. Verfolgen wir nun diesen Kontakt weiter, so ergänzt sich die Schichtreihe nach und nach, so dass wir zur enggepressten Sileren-Antiklinale (L) kommen. Direkt nördlich der Zahl 1468 erscheint im Bachgraben ein Anriss von nicht absolut sicheren Berriasmergeln, die den Muldenkern zwischen den beiden Antiklinalen von Ahorni und Sileren bilden. Auf diese Kreide folgt unmittelbar nördlich ein grösserer Fetzen Malm, der den Malm des

Südschenkels der Sileren-Antiklinale in sehr reduziertem Zustande vorstellt. Auf der Silerenalp selber erkennen wir die Antiklinalbiegung des Spatkalks, der etwas oberhalb dem soeben besprochenen Malmvorkommnis im Südschenkel auftaucht. Im Kern begrüssen wir die Cancellophycusschichten, auf der auch die Alphütte der Sileren steht, und in einer Höhe von zirka 1300 m, etwas nördlich vom Silerenweg, den Eisensandstein. Mit Ausnahme des Argovien, das möglicherweise vom Schutt vollständig verdeckt ist, wäre somit der Südschenkel der Sileren-Antiklinale, zwar sehr reduziert, doch komplet. Der vollständig erhaltene Nordschenkel zieht sich von den Sileren-Hütten hinunter bis beinahe zur Mündung des Sileren-Baches in die Lütschine. Der Malm ist zwar hier unten zurückgeblieben und Eisensandstein liegt wieder direkt unter Argovien und Echinodermenbreccie (siehe Profil S. 30). Das gleiche Phänomen wie beim Nordschenkel der Ahorni-Antiklinale scheint sich auch bei der Sileren-Antiklinale zu wiederholen, indem an Stelle einer Mulde lokale Unterschiebungen treten, die wohl das Resultat mehrfacher Bewegung sind.

Zusammenfassung.

Die Diableretsdecke berührrt mein Arbeitsgebiet von Dürrenberg über die Sefinen-Furgge nach dem Boganggenhorn.

Die vereinigte Doldenhorn-Diableretsdecke erscheint am Brünli in Form einer ausgeprägten Stirnfalte, umhüllt von Taveyannazsandstein. Auch unsere tektonischen Ergebnisse sprechen nicht gegen eine Vereinigung dieser zwei Einheiten.

Das Streichen dieser tiefern tektonischen Elemente nähert sich der W-E-Richtung (zirka E 20 N) bei gleichzeitigem beträchtlichem axialem Aufstieg (zirka 10°) gegen E. Das Resultat dieser Verhältnisse ist ein Aufsteigen der Doldenhorndecke von W nach E vom Nordfuss auf den Rücken des Aarmassivs.

Das Relief der Unterfläche der Wildhorndecke wird natürlich in hohem Masse vom Verhalten der vorhin erwähnten tieferen Decken beeinflusst und tatsächlich streicht dieselbe zirka E 12 N, ganz im Gegensatz zu den eigenen Faltenaxen, die wohl im Mittel zirka E 45 N messen.

Die Faltenaxen der Wildhorndecke scheinen in horizontaler Richtung mein Gebiet ziemlich geradlinig zu durchqueren, sie bilden keine deutlichen Bogen wie z. B. solche in der Kreide der Drusberg-Wildhorndecke am Vierwaldstättersee deutlich zu erkennen sind.

Die Richtung der Faltenaxen unter sich ist hingegen ungleich und zwar derart, dass die tieferen Falten etwas mehr sich der EW-Richtung nähern, während die höheren entschieden in die NS-Richtung einzuschwenken bestrebt sind.

In vertikaler Richtung senken sich die Faltenaxen von SW nach NE bis ungefähr zur Linie Würzelegg-Espaltenhorn, um von hier an leicht (zirka 5°) gegen NE zu steigen. Die Zone der Erhaltung der Schilthornfalte stellt eine axiale Depression dar, was z. B. vom Gipfel des Schwarzen Mönch aus am Verlaufe des Malm im Kern der Schilthorn-Synklinale sehr deutlich zu sehen ist. Der Einschnitt des Lütschinentals ist ähnlich wie Reuss- und Kiental in eine Kulmination der Jurafalten eingeschnitten und fällt nicht mit einer Depression zusammen, wie Arbenz (7) seinerzeit auf Grund der früheren Aufnahmen angegeben hat.

Es frägt sich nun, ob diese Kulmination im Jura der Wildhorndecke einzig von ihrer beträchtlichen Mächtigkeitszunahme gegen E herrührt, oder ob möglicherweise eine Welle in der Deckenbasis die Faltenschar zum Ansteigen bringt. Wahrscheinlicher erscheint mir, dass diese Kulmination unabhängig von der Deckenbasis ist, so dass nur die Zunahme der Mächtigkeiten, verbunden mit Häufung und Aufstellen der Falten, als Ursache angenommen werden muss. Für die andere Möglichkeit würde bis zu einem gewissen Grade das Auftauchen des Lias (81, Karte) bei Iseltwald sprechen.

Die Kulminationen von Jura und Kreide scheinen sich durch das Lütschinental hinaus nicht zu entsprechen, denn die Jurafalten (siehe Profil) stehen halb aufrecht, während die Kreidefalten bei Interlaken eben liegen.

Während die Falten im Kiental alle flach liegen (siehe Profile), richten sie sich gegen das Lütschinental zu langsam auf.

Die Malmvorkommnisse vom Weissbirg, Birg, der kleine Fetzen östlich Kleinschilthorn, die Schollen am Roten Herd und das Hundshorn gehören als Jüngstes im Schilthorngebiet in den Kern der Schilthorn-Synklinale. Sie sind, wie schon Helgers (51, 52) richtig erwähnt, in einzelne Pakete zerhackt, deren Streichen hier ziemlich wechselnd ist.

Die «Klippen» Drettenhorn etc. gehören zur Malmhülle der Schilthorn-Antiklinale (Mittelschenkel) und repräsentieren infolgedessen faziell den südlichsten Malm (siehe Abwicklung).

Sichere Spuren eines Mittelschenkels der Wildhorndecke

konnten nie beobachtet werden und das Gesamtbild zeigt, wie aus den Profilen ersichtlich, eine einfache, normale, mehr oder weniger kompliziert gehaltene Schichtserie vom Aalénien bis Berrias.

D. Oberflächengestaltung.

1. Diluvium.

Der Lauterbrunnengletscher. Der diluviale Lauterbrunnengletscher bildete sich aus zwei Eisströmen, dem schwächeren, linksseitigen Sefinengletscher und dem gewaltigen, rechtsseitigen Tschingelgletscher. Das Moränenmaterial des Sefinengletschers setzt sich nur aus Sedimenttrümmern zusammen, Malm, Tschingelkalk und Taveyannazsandstein. Letzterer wäre ein typisches Leitgestein, doch konnte ich ihn nur einmal nachweisen in einer Mauer an der Bahn, wo der Weg Lauterbrunnen-Mürren dieselbe kreuzt (stammt vielleicht auch von Oberberg bei Mürren). Die Mittelmoränen der beiden Gletscher bestanden wohl zum allergrössten Teil aus Sedimenten, jedoch fanden sich sicher auch Gneisse dabei. Die rechtsseitige Moräne des Tschingelgletschers dagegen führte vorherrschend kristalline Geschiebe, die aus der nördlichen Gneisszone stammten.

Nun ist der ganze linke Abhang des Lauterbrunnentales von Gimmelwald bis Isenfluh bis zu einer Höhe von 1800—1600 m von Grundmoränen des Sefinenarms überkleidet. Tschingelkalk findet sich stellenweise ziemlich häufig, grosse Blöcke jedoch fand ich nur am Weg zwischen der Mürrensäge und Punkt 1618 an der Bahn.

Kristalline Erratika konstatierte ich auf der Westseite des Lauterbrunnentales erst auf Schmidmatte in einer Höhe von 830 m, dann bei Punkt 905 ob der Sandweid und ziemlich häufig im Steinschlagwald unter Isenfluh. Der höchste erratische Gneiss liegt im Weg Zweilütschinen-Isenfluh in einer Höhe von zirka 1000 m.

Zur Zeit des starken Gletscherrückzuges (zwischen Gschnitz und Daun) vermochte der schwächere Sefinenarm nicht mehr so weit nach N zu dringen, die Mittelmoräne mit ihren kristallinen Geröllen erreichte den Westabhang des Tales und wurde zur linken Seitenmoräne. Diese Verhältnisse finden eine auffallende Parallele in dem Verhalten des Kandergletschers (12, 340), namentlich das Ansteigen der kristallinen Erratika gegen N hat hier die gleiche Ursache wie dort, indem beim hohen Gletscherstand die Mittelmoräne die linke Talseite weit nördlicher erreichte wie beim tiefen.