

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 16 (1920-1922)
Heft: 4

Artikel: Geologische Untersuchungen im Molésongebiet
Autor: Mauve, C.C.
Kapitel: II: Tektonischer Teil
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157931>

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: 17.04.2026

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

7. FLYSCH.

Der Flysch findet sich in Gestalt von Erosionsrelikten in der Synklinale von Montbovon-Estavannens, hauptsächlich bei letztgenannter Ortschaft, wo er auch schon auf der 1 : 100.000-Karte angegeben ist. Das Gestein ist ein dunkler, bis schwarzer kieseliger, sandiger Kalk, ein eigentlicher Kalksandstein, aussen rotbraun verwittert. Die angewitterte oxydierte Zone ist hier viel weniger tief ins Gestein eingedrungen, wie ähnlich bei Lias- oder Doggergesteinen. Der Bruch ist unregelmässig. Das Gestein zeigt öfters parallel zur Schichtrichtung verlaufende Absonderungsflächen. Gut anstehend findet sich Flysch in der genannten Synklinale nirgends, man hat es meistens nur mit grossen, haufenweise herumliegenden Blöcken zu tun.

Ein ähnliches Flyschvorkommen fand ich als eine schmale zwischen den Couches-rouges eingeklemmte Zone westlich Neirivue am rechten Saaneufer bei le Nanchaux. Dieses Vorkommen findet sich nicht auf der 1 : 100.000-Karte, wie überhaupt der ganze Talboden auf ihr der Hauptsache nach als Neocom angegeben ist, weil die grünen und grauen Couches-rouges damals als Neocom betrachtet wurden.

II. Tektonischer Teil.

Die wichtigste Veröffentlichung, welche bis jetzt über die Tektonik des Molésongebietes veröffentlicht wurde, ist der Abschnitt „Massif du Moléson et Arête des Verreaux“ der öfters erwähnten Arbeit von FAVRE und SCHARDT (Lit. 3, S. 302—312). Es werden darin verschiedene kleine Profile gegeben; da aber eine detaillierte Kartierung des Terrains nicht stattfand, weil damals die Siegfriedkarte 1 : 25.000 noch nicht vorhanden war, ist aus diesen Profilen schwer zu verstehen, wie sich die Autoren die Tektonik des Ganzen gedacht haben; um so mehr, als man die Profile nicht immer gut parallelisieren kann.

1. Spezielle Beschreibung.

Von E nach W lassen sich folgende Synklinalen und Antiklinalen unterscheiden:

1. *Synklinale* von Neirivue-Grandvillard-Estavannens.
Antiklinale I: Charouda-la Sallaz-la Vudallaz.
2. *Synklinale* von Creux-Chermont-Esserts d'Avaux-Praz-Rémand.

Antiklinale II: Gros Mology–Moilles–Pair au Boeuf–Pétère–la Vy des Pounnes–la Palleuve–le Chabloux–la Chenalettaz.

3. *Synklinale* von Vuipay–Treméttaz–Moléson–Moléson à Baron–les Pentets–le Tragnolet.

Antiklinale III: W. Petit Mology–W. Petit Plané–Brücke Albeuve (1001)–le Morgeron–Gruyères.

4. *Synklinale* von Teysachaux dessus–Entre les Clefs–la Proveytaz–l'Arequaz–la Cauchaz.

Antiklinale IV: le Vilou–les Clefs d'en Bas–P. 1188.

Überschiebungsfläche der Trias auf Flysch mit Rutschfetzen.

Die *Synklinale S 1* (Neirivue–Grandvillard–Estavennens) bildet das breite Tal der Saane von Montbovon bis oberhalb Enney. Wo die Saane die W-Flanke der Synklinale durchbricht, zieht sich dieselbe in NE-Richtung, zwischen der Dent de Burgos und der Dent de Chamois nach dem Col de Fordaz.

Der Talboden wird von den stark und vielfach gefalteten Kreideschichten (Neocom und Couches-rouges) gebildet; der Malm in der Tiefe ist wohl viel weniger gestört; das gleiche kann man am Moléson selber beobachten.

Bei Estavannens findet sich der schon erwähnte Flysch auf den Couches-rouges. Auch am rechten Ufer der Saane bei Le Nanchaux (östlich Neirivue) fand sich ein schmaler, zwischen den Couches-rouges eingeklemmter Flyschstreifen.

Bei der blossen Betrachtung der Profile konstatiert man, dass die Schichten in der Synklinale S 1 ausserordentlich tief hinuntergehen. Das ergibt sich aus der einfachen Überlegung, dass, da man auf dem Gipfel des Moléson in 2000 m Höhe noch keine Couches-rouges findet, der Kontakt dieser Schichten, mit dem Neocom in der Synklinale wenigstens 100 m unter der Talsohle, also bei ungefähr 625 m liegen muss.

Die ganze Schichtmasse der Decke muss somit in eine Vertiefung ihrer Unterlage eingesunken sein, die offenbar schon präexistierte.

Das Fallen der Schichten an der E-Flanke der Synklinale ist fast immer senkrecht oder steil nach SE überliegend, während die Schichten der W-Flanke viel flacher einfallen, mit ungefähr 30° nach SE. Es ist hier natürlich das Fallen der Malmkalke gemeint, weil die Lagerung der Kreideschichten meistens eine so unregelmässig zerknitterte ist, dass daraus kein Schluss auf das allgemeine Fallen gezogen werden kann.

Dieses steile Fallen an der SE-Seite und schwache Fallen an der NW-Seite ist schon eine erste Andeutung des von SE

kommenden Schubes, dessen Wirkung sich in der Tektonik des Ganzen ausgeprägt hat.

Quert man die NW-Flanke der *Antiklinale I*, indem man oberhalb Albeuve in der Gorge de l'Evi längs der Marivue ansteigt, so findet man zuerst, wenn man von dem Bachschuttkegel auf das anstehende Gestein kommt, das Neocom mehr oder weniger stark gestört, dann den Malm, welcher schwach nach NW ansteigt. Dann gelangt man ansteigend in immer tiefere Schichten, bis man oberhalb der Chapelle de l'Evi an der linken Bachseite das Callovien gut aufgeschlossen findet. Ist die Lagerung der Malm- und der Argovien-Oxford-Schichten verhältnismässig regelmässig, so sollte dies anscheinend um so mehr beim Callovien und den tieferliegenden Schichten der Fall sein. Das trifft aber nicht zu, die ganze Serie Callovien-Bathonien-Bajocien wird von mächtigen Schuppen, welche immer wieder aufeinander überschoben sind, gebildet. Hier zeigt sich noch deutlicher der von SE kommende Druck.

Gut sieht man diese Schuppen nur, wenn man im Bachbett selbst hinaufgeht, was bei niedrigem Wasserstand gut möglich ist.

Leider ist der Kontakt dieser Schuppen mit dem untergelagerten Unteren Lias nirgends aufgeschlossen. Dieser Untere Lias zieht sich als eine mächtige Erhebung von P. 1486 (bei La Sallaz) bis zu P. 1671: La Vudallaz. Er fällt auf der W-Seite, direkt unter P. 1486, schwach nach SSE ein. Auch bei La Vudallaz findet man ganz oben am Grat 20° Fallen nach SSE; mehr nach unten zu, auf der W-Seite ist es steiler, bis zu 45°.

Die Schuppung, welche man in der Marivue sieht, wiederholt sich im ganzen Gebiete im Grossen, indem der stellenweise bis 200 m mächtige und zum grössten Teil feste, dichte, widerstandsfähige Untere Lias Überschiebungsfalten bildend, immer wieder auf das Tiefere überschoben ist. Dieses Verhalten des Unteren Lias beherrscht die Tektonik des ganzen Gebietes.

Die den Unteren Lias überlagernden Schichten sind fast immer, wie oben gesagt, geschuppt oder jedenfalls viel stärker gestört, als der Untere Lias selber. Daraus ergibt sich die Tatsache, dass die widerstandsfähigen festen Gebirgsteile, Oberer Malm und Unterer Lias, weniger gestört wurden als die dazwischenliegenden weicheren Schichtenkomplexe, die intensiv gequält wurden.

Der feste Untere Lias hat hingegen grosszügige Bewegungen vollzogen, Faltenverwerfungen und Schuppen grössten Stiles gebildet. So kann es vorkommen, dass der Gewölbeschenkel, den der Untere Lias an der Vorderseite der Schuppen bildet, in

sein Hangendes hinaufgedrückt ist und derselbe dadurch mit jüngeren Schichten in anormalen Kontakt kommt.

Die Antiklinale A I lässt sich, wie gesagt, leicht verfolgen von La Sallaz bis La Vudallaz. An der NW-Seite der Vudallaz treten, wie schon im stratigraphischen Teil angegeben, die Triasschichten unter den Unterlias-Schichten zutage. NE von La Vudallaz kommen dann diese Triasschichten in Kontakt mit denjenigen, die das Liegende der mehr NW vorgelagerten Synklinale darstellen. Der Betrag der Überschiebung hat also hier stark abgenommen.

Die Unterlias-Schichten dieser Antiklinalzone setzen sich in den NE-Grat der Vudallaz weiter fort und kreuzen den Afflon, wo sie an ihrem Kontakt mit dem Rhät einen kleinen Wasserfall bilden. Ferner findet man sie noch in senkrechter Stellung unter der Hütte von Les Frassettes; an ihrem Kontakt mit dem Rhät tritt, etwa 125 m N der Hütte die mächtige Quelle von Les Frassettes hervor. Weiter NE trifft man keinen Unteren Lias mehr an, in dem Hügel 851 m sind nur Malm-, Argovien- und Oxford-Schichten anstehend, indes man mehr NW nur Moräne und Trias findet. Wenn man aber bedenkt, dass die Synklinale S 1 hier an die Stelle kommt, wo sie das Tal der Saane quert, und dass sich hier die schon erwähnte Vertiefung in der Unterlage der Decke befindet, so ist es klar, dass hier nicht eine Überschiebung, sondern ein Herabrutschen, bzw. Einsinken der Schichten stattgefunden haben muss. Ohne Zweifel geht zwischen Hügel 853 und der SW-Fortsetzung der Synklinalflanke eine Verwerfung durch; allerdings ist diese nicht direkt zu sehen, aber erstens kann man sich ohne Störung das Durchbrechen des Afflon schwierig erklären und zweitens ist der Kreide-Malmkontakt hier auf einmal westlich verschoben.

Bevor ich die Fortsetzung des Unterlias-Rückens La Vudallaz-La Sallaz nach SW beschreibe, möchte ich, zum besseren Verständnis der Sache, zur Erörterung der der Antiklinale A 1 westlich vorgelagerten Faltenüberschiebung, bestehend aus *Synklinale S 2* und *Antiklinale A II*, übergehen.

Begeht man den kleinen Weg von La Sallaz nach Pétère (zwischen meinen Profilen 7 und 8), so kann man erkennen, wie der Untere Lias von La Sallaz auf die mergeligen Kalke des Bajocien-Bathonien, welche selbst wiederum etwas auf ihre Unterlage, den Unteren Lias, hinaufgedrückt worden sind, überschoben ist. Zwischen dem Unteren Lias und der Rauhwacke findet man Spuren von Rhät; ebenso an der W-Seite der Antiklinale, wo sich wiederum ein ganz schmaler nach WNW ein-

fallender Liasstreifen befindet, an den direkt Gehängeschutt grenzt.

Der Untere Lias stösst weiter oben direkt an Bathonien-Schichten, welche etwas hinaufgedrückt wurden.

Diesen Unteren Lias, der den westlichen Teil dieser Antiklinale bildet, findet man in dem Felsen oberhalb des „o“ in Tzuatzaux-dessous sehr schön aufgeschlossen.

Wenn FAVRE und SCHARDT zur Erklärung der anormalen Kontakte bei Pétère Verwerfungen annehmen, so ist dies nach meiner Auffassung nicht wahrscheinlich. Verwerfungen möchte ich in einer so stark unter einseitigem Druck sich befindlichen Lage, worin man ohne Schwierigkeit den geschuppten Charakter nachweisen kann, nur da annehmen, wo solche *sicher* festzustellen sind. Dass die genannten Autoren dem von SE kommenden Druck wenig Bedeutung zuerkannten, ist wohl daraus zu erklären, dass ihre Arbeit vor Aufstellung der Schardt'schen Deckentheorie entstand. Ist es doch diese Theorie, welche das Verständnis der tektonischen Schwierigkeiten ausserordentlich erleichtert, da man nun weiss, welche mechanischen Kräfte in der Hauptsache ihre Wirkung auf die Masse ausübten. Diese Kräfte, zusammen mit der Beschaffenheit der Gesteine, waren bei den Faltungen und Überschiebungen massgebend und bewirkten, da gleiche Kräfte auf gleiche Massen die gleiche Wirkung ausüben, dass man an verschiedenen Stellen des Gebietes tektonisch Gleiches wieder findet.

Was nun den von FAVRE und SCHARDT westlich von La Sallaz angenommenen Oberen Lias anbetrifft, so dürfte diese zusammengepresste Masse mergeliger Kalke eher dem Bajocien und dem Bathonien angehören; sie bilden die Synklinale S 2.

Der Obere Lias wird hier wohl kaum vorhanden sein; er ist in der Tiefe geblieben, während die höher gelagerten Schichten hinaufgedrückt wurden. Ein Beweis hiefür liegt auch darin, dass man hier keine der typischen Gesteine findet, welche das tiefere Toarciën bilden, wohl aber an einigen Stellen die mergeligen Kalke mit stark hervortretenden dunklen Flecken, welche für das unterste Bathonien bezeichnend sind; sie enthalten:

Lytoceras tripartitum Rasp., sowie
Phylloceras Riazi Lor.

Diese zusammengedrückte mergelige Kalkmasse lässt sich nach NE leicht verfolgen. Der Kontakt der Überschiebung zwischen den Antiklinalen I und II liegt immer direkt an der Grenze der Mergel mit dem Kieselkalk, der die E-Seite des Vudallazgrates bildet. Südlich der Hütte von Les Traverses

(1486) setzt der mergelige Kalk aus, da die Axe der Synklinale nach NE ansteigt.

Da dann in der Fortsetzung nach NE der Untere Lias auf Unteren Lias überschoben ist, und die Aufschlüsse wie gewohnt dürftig sind, ist der anormale Kontakt nicht mehr genau zu verfolgen, doch geht die Überschiebung weiter nach NE. Vermutlich zieht sie sich durch den obersten Teil des Waldes, SW der Zahl 1484; man findet da stark zerdrücktes, mit Calcit durchsetztes Gestein.

Weiter NE ist dann das Übergeschobene (Übergeschobenes, aktiv und hangend, und Überschobenes, passiv und liegend, möchte ich in demselben Sinne unterscheiden wie z. B. MÜHLBERG es tut) bis zum Dolomit aufgeschlossen, welcher NW der Vudallaz einen typischen Gewölbeschenkel bildet. Noch weiter SE, wo die topographische Oberfläche weit hinuntergeht, tritt auch die Trias unter dem Übergeschobenen zutage. Dort findet man, wie schon gesagt, den Kontakt Trias mit Trias, z. B. da, wo der Collivret in den Afflon einmündet. Hier bezeichnet eine schmale Rhätzone den Kontakt deutlich.

Zwischen Enney und Pétère-La Sallaz ist die Überschiebungsfalte II nur von geringer Breite. Der Synklinalteil wird zuerst gebildet von Unterem Lias, der von den schon beschriebenen aufgedrückten Mergelkalken überlagert ist, nachher gegen NE findet sich nur noch Unterer Lias. Bei Les Esserts d'Avaux oberhalb Enney geht auch dieser Untere Lias zu Ende, und die Überschiebungsfalte wird nur noch von Trias gebildet; man sieht sehr schön, direkt SE les Esserts d'Avaux, wie die Trias unter dem Unteren Lias eintaucht. Dieser bildet eine flache Synklinale, die der Trias aufliegt.

Von da bis Enney wird fast die ganze Synklinale von Glacialablagerungen bedeckt. Nur ein schmaler Unterlias-Fetzen mit anstossendem Oberlias bildet noch den Hügel 779 m bei Praz-Rémand, oberhalb Enney.

Der Antiklinalteil der Überschiebungsfalte II ist fast immer bis in die Trias abgetragen; an der Vorderseite des Gewölbekernes findet sich meistens noch ein sehr schmaler Streifen Unterer Lias. Diese Triaszone setzt sich von La Chenalettaz fort bis la Vy des Pounnes, nur ist sie stellenweise durch Glacialablagerungen verdeckt. Zwischen la Vy des Pounnes und dem Bach Deroutze ist die Trias von Unterem Lias bedeckt. Weiter nach SE zu lässt sich dann der Triaskern der Antiklinale ununterbrochen verfolgen, wie auf der Karte angegeben bis Gros Mology, wo sie plötzlich nach S umbiegt.

Was die Fortsetzung des Unteren Lias von La Sallaz (A I) nach S anbetrifft, so möchte ich an die eben erwähnte Triaszone der Antiklinale A II anknüpfen. Die Antiklinale II setzt sich ohne weiteres nach S fort; die Synklinale S 2 (Bajocien-Bathonien) von Pétère kann man aber nur verfolgen bis Punkt 1338 (wo ich Bathonien-Fossilien fand). Man sieht hier das gleiche wie bei Pétère-Sallaz, nur sind die Unterlias-Streifen hier noch schmaler.

Wenig weiter südlich liegt die Hütte Pair-au-Boeuf in der Mitte der Antiklinale A II, deren SE-Seite von Unterem Lias gebildet wird, der sich zu der Hütte Marais hinunter erstreckt. Läge hier die einfache Fortsetzung der Tektonik von Pétère-la Sallaz vor, so sollte man an diesen Unteren Lias SE anstossend finden: eine Synklinale von Bajocien, eine Bathonien-Überschiebung, dann mächtigen Unterlias, welcher die Erhöhung von La Sallaz-Vudallaz bildet.

Nach der 1 : 100.000-Karte setzt sich der Untere Lias von La Vudallaz-La Sallaz direkt in denjenigen fort, welcher die SE-Flanke der Antiklinale Pair-au-Boeuf bildet, das ist natürlich unmöglich.

Der wirkliche Sachverhalt ist, wie man aus Profil 10 ersieht, folgender: der übergeschobene Lias, bisher an der Stirn nur eine schwache Umbiegung zeigend, bildet auf einmal eine Falte, die überdies wohl noch etwas in das Hangende hineingedrückt wurde; die Überschiebung ist aber bedeutend schwächer geworden: offenbar verursacht diese Falte ein lokaler Widerstand in der in Schubbewegung begriffenen Schichtmasse.

Man findet dieses hinaufgedrückte Unterliasgewölbe auf der rechten Talseite der Marivue im Walde zwischen Charouda-dessous und dessus. Fallen N 45° W 45°. An der oberen Grenze, wo das Gewölbe sich verflacht, ist es direkt mit den Bajocien-Schichten in Kontakt; diese stellen das Tiefste der sonst normal ansteigenden Schichtenserie des Vanil-Blanc dar. Auch im kleinen Waldstreifen, bei den beiden „ss“ des Wortes „dessus“ findet man den Lias, und bemerkt zugleich ein merkliches Abdrehen in mehr nördliche Richtung. Fallen N 60° W 45°.

Aus diesen Betrachtungen folgt, dass der Synklijalstreifen S 2, welcher bis jetzt grösstenteils in der Tiefe lag, hier in die Höhe ansteigt. Aber die Bajocien-Bathonien-Schichten lassen sich erst weiter südlich beobachten, wo die Synklinale nicht mehr von Moränen bedeckt ist. Das oben erwähnte Unterliasgewölbe sinkt weiter SW in die Tiefe, sodass das Gewölbe nun oberflächlich von Bajocien-Schichten gebildet wird. Diese Bajocien-Schichten sind im Bach direkt südlich Creux mit den schon

früher erwähnten Fossilien aufgeschlossen. Da die Axe des Gewölbes absinkt, so nimmt hier auch der Betrag der Überschiebung nach SE mehr und mehr ab.

Zwischen dem Bajociengewölbe des Creux (A III) und der Antiklinale A II liegt die Synklinale S 2 mit Bajocien-Bathonien gut aufgeschlossen.

Der Antiklinale A II ist die ihrer ganzen Länge nach mehr NW gelagerte *Synklinale S 3* überschoben.

Diese fängt im NE des Gebietes mit mergeligen Kalken des Murchisonae-Horizontes an. Sie ist hier infolge der plötzlichen Umdrehung der Synklinale Montbovon-Estavannens ebenfalls stark nach W abgedreht. Ich werde darauf weiter unten bei der Behandlung der Antiklinale A III zurückkommen. Zwischen den beiden Bahntunneln, nördlich der Haltestelle von Estavannens, setzt sich diese Synklinale in SW-Richtung fort. Die Überschiebung des Unteren Lias von A II auf Oberlias-Bajocien von S 3 kann man direkt bei der Haltestelle Estavannens konstatieren.

Die Oberlias-Bajocien-Schichten sind auf der SE-Seite der Synklinale S 3 an vielen Stellen überkippt, auf der NW-Seite dieser Synklinale liegt die schon beschriebene Oberlias-Fossilfundstelle von Praz-Lieu.

Bei der Hütte Essert d'Amont, welche fast auf der Überschiebungslinie zwischen A II und S 3 steht, findet sich ein kleiner Felssturz, veranlasst durch die Erosion des Baches, der sich in die mergeligen Bajocien-Schichten, über welche die Antiklinale A II überschoben ist, eingegraben hat. Oberlias findet sich hier nicht; der Unterlias ist bis auf die Grenzschichten Lias-Dogger (mit *Ludwigia digna*) überschoben worden. Die Unterliasfelsen, welche die vordere Seite dieser Antiklinale bildeten, sind hierdurch überhängend und abgetragen worden.

Bei La Palleuve liegt wahrscheinlich auf dem Bajocien schon etwas Bathonien; sicher in der Nähe von P. 1283; weiter SW wird die Synklinale schmaler und sofort setzt das Bathonien wieder aus.

Nachdem die Synklinale von der Albeuve durchschnitten wurde, erheben ihre Schichten sich als Synklinalmasse des Moléson. Vorerst erscheinen die Bajocien-Schichten, die hier wie in der Marivue stark geschuppt sind, was nachzuweisen ist an den stark gestörten Lagerungen in dem linken Seitenbach der Albeuve unterhalb Moléson à Baron, sowie an dem NW-Fallen der Schichten im Walde besonders unterhalb La Vazillière. Sehr gut sieht man die stark gestörte Lagerung nördlich von Plan Francey an der W-Seite von P. 1536 (Horizont des *Lioceras opalinum*).

Etwas weiter geht die auf der Karte angegebene Verwerfung durch.

Auch das Bathonien an der E-Flanke des Moléson, anstehend in mehreren Erosionsrinnen südlich von Gros-Moléson, ist stark gestört, indem die Schichten von dem mehr östlich gelegenen Überschiebungskomplex II hinaufgedrückt wurden. Einen schönen Überblick hierauf hat man von dem Weg Tzuatzaux-dessous-Pétère. Die Rauhwanne der Antiklinale A II stösst hier direkt an das Bathonien. Weiter SE findet man unterhalb des oben genannten Weges die Felsen, die auf der Siegfriedkarte über dem Worte dessous (Tzuatzaux-dessous) eingezeichnet sind, welche von steil WNW einfallenden Unterlias-Schichten gebildet werden. Hier ist also der Unterlias auf der W-Seite der Antiklinale A II wieder vorhanden und setzt sich (obwohl an einzelnen Stellen noch bedeckt) wie auf der Karte angegeben, ununterbrochen nach SW fort. Die Malmschichten des Moléson haben diese Störungen weniger mitgemacht; sie fallen von allen Seiten nach dem Innern des Klotzes ein. Viel stärker gestört sind dagegen die Kreideschichten. Hieraus sieht man wiederum, wie die Beschaffenheit der Gesteine ausschlaggebend ist für ihre Beeinflussung bei Dislokationsvorgängen und wie falsch es ist, Störungen, welche man nur an der Oberfläche konstatieren kann, ohne Grund auf tiefere Schichten zu übertragen.

Das verhältnismässig sehr starke Ansteigen der Synklinale gegen S bewirkt, dass die Treméttaz nur aus Malmschichten besteht und die Kreideschichten schon SE von Treméttaz-dessous aussetzen. Südlich der Treméttaz setzt sich der Synklinaleil der liegenden *Antiklinale A III* über die Hütten Vuipay nach S fort. Die Bajocien-Schichten, die hier die E-Flanke der Synklinale bilden, fallen nach E resp. ESE ein, sind also überkippt.

So verhältnismässig einfach der Synklinaleil der Überschiebungsfalte A III ist, so kompliziert ist der Antiklinaleil, derselben, und damit natürlich auch die W-Flanke der eben besprochenen Synklinale. Ich fange wiederum mit der Beschreibung der NE-Ecke der Karte an. Das Städtchen Gruyères steht auf Unterlias-Schichten, welche ungefähr senkrecht stehen, oder steil nach NE einfallen und die NW-Flanke der Antiklinale A III bilden. Gerade am kleinen Tor der Stadtmauer, beim Pfarrhaus, schliesst sich der Unterlias über der Trias.

Das plötzliche Abdrehen der Synklinale von Montbovon-Estavannens nach NE veranlasst ein örtliches Auf-die-Seite-Drücken der mehr NE vorgelagerten Schichten. Wie sich diese Synklinale und Antiklinale nach NE an das östliche Saaneufer

fortsetzen, ist bis jetzt nicht genau anzugeben, ob z. B. meine Überschiebungsfalte II zwischen der Dent de Broc und der Dent du Chamois noch vorhanden ist, kann man aus der 1:100.000-Karte nicht ersehen. Allerdings findet sich auf dem E-Ufer der Saane oberhalb „lin“ (in Clos du Moulin) ein kleiner Unterliasaufschluss, von schwach nach NE einfallenden Schichten, welche wohl als Fortsetzung des Unteren Lias oberhalb Essert d'Avaux und Praz-Rémand zu deuten sind. Auch beim zweiten „ie“ (in Scierie) am linken Saaneufer ist noch eine kleine Unterliasmasse, die ebenfalls schwach nach NE einfällt. Dieses Vorkommen aber gehört eher zu der SE-Flanke der Antiklinale A III, welche hier aus Unterlias-Schuppen mit zwischen-gelagertem Oberlias besteht. Die Aufnahme meines Freundes Verploegh-Chassé an der Dent de Broc werden hierüber Auskunft geben können.

Der Unterlias, der im Walde Chésalles SW Gruyères ziemlich ungestört gelagert ist, streicht durchwegs N 60° E bis N 70° E. Im westlichen Teil ist das Fallen 45° NE, im östlichen Teil wird es immer steiler, um zuletzt sogar senkrecht zu werden. Die Streichrichtung beträgt dann ungefähr N 80° E. Bei l'Auge d'Avaux geht dieser Unterlias zu Ende, das bedeutet ein Herabsinken im vertikalen Sinne von ungefähr 150 m. An der Strasse nach Epagny und auch an dem kleinen Weg nach Grueyraz findet man wiederum Unterlias anstehend. Die Streichrichtung ist plötzlich N 35° E geworden, und das Fallen an dem Weg nach la Gueyraz nur 40° nach SE. Es hat also ein plötzliches starkes Abdrehen der Streichrichtung nach N zu stattgefunden, zusammen mit einem ebenso plötzlichen Abnehmen des Fallens. Die Schichtmasse des Unterlias ist sozusagen nach N übergedrückt worden, und das hatte eine Schuppung zur Folge. Die Tatsache dieser Schuppenbildung geht aus einem schmalen Oberlias-Streifen hervor, der sich direkt NE von P. 767 in Richtung N 40° E hinzieht. Ich fand hier Harpoceraten aus dem Toarcien, und das Gestein war gleich demjenigen von Praz-Lieu.

Die zweitunterste Lias-Schuppe, welche die gleiche Streichrichtung wie die oben beschriebene hat, schliesst die Triaszone der Antiklinale A II nach NE ab.

Unter dem „G“ des Wortes Gruyères kann man gut das Fallen und Streichen der Unterlias-Schichten der zweiten Schuppe messen: Fallen 20° N, Streichen 110° E. Das Gestein besteht aus schwarzen, dichten, stark kieseligen, gut gebankten Kalken (Pliensbachien). Geht man von hier nach Le Laviau, so

trifft man hinter dem Zaun auf die schon im stratigraphischen Teil beschriebene, an Rhät anstossende Echinodermenbreccie.

In dem NW-Teil der Antiklinale A III ist bei Gruyères das Schichtenstreichen ziemlich ungestört N 60° E bei steilem NE Fallen. Gegen NW zu hört das Anstehende an der Strasse Epagny-Enney auf und geht gegen SE ungefähr an der Bahnlinie aus. Noch zwei schöne Aufschlüsse finden sich hier im Dolomit, welcher in zwei kleinen übereinandergelagerten Steinbrüchen ungefähr da, wo das „P“ von Petit Clos auf der Karte steht, ausgebeutet wurde: Einfallen 90°, Streichen N 50° E. Die Bahn selbst ist ganz in der Nähe des Bahnhofes Gruyères auf eine kleine Strecke in Aalénien eingeschnitten.

Der Untere Lias macht sich hier, obwohl er doch viel widerstandsfähiger ist als die mergeligen Bajocien-Schichten, topographisch fast nicht bemerkbar. Mehr SE ist das Anstehende ganz von Bachschuttmassen der Albeuve bedeckt, woraus der Hügel Montilly (790 m) hervorragt. An diesem Hügel kann man nirgends mit Sicherheit Anstehendes nachweisen. An der SW-Seite finden sich einige Dolomitbruchstücke, und hier und da einige Kieselkalkbrocken des Lias, aber kein wirklich Anstehendes. Ich möchte bei dieser Gelegenheit eine meiner Meinung nach grosse Schwierigkeit erwähnen, die mir beim Kartieren in dem schlecht aufgeschlossenen, stark gestörten Gebiet mehrmals begegnet ist. Die sogenannte „moderne“ Kartierungsmethode verlangt ein genaues Einzeichnen an jeder Stelle, nicht ein Abrunden, sondern naturgetreues Eintragen der Grenzen von Anstehendem, Moräne, Alluvium, Schutt etc. Es ist mir aber immer eine offene Frage geblieben, was man, da man bekanntlich auf der 1 : 25,000-Karte keinen Humusboden angibt, an den oben erwähnten, sowie ähnlichen Stellen eintragen soll. Ich hoffe darum, dass die modernen Geologen es mir nicht übelnehmen werden, dass ich an dieser und ähnlichen Stellen Anstehendes kartiert habe, auch wo es tatsächlich nicht zu sehen ist. Schutt kann man an der Stelle dieses eigenartigen Erosionsrestes kaum angeben. Der Hügel besteht nämlich aller Wahrscheinlichkeit nach aus Unterlias, auf der SW-Seite vielleicht noch aus etwas Dolomit, ist also wohl die Fortsetzung der NW-Flanke der Antiklinale A III. An der SW-Seite dieses Hügels ist diese Antiklinalflanke plötzlich horizontal abgescheert und bis in die Nähe von La Loup nach NW vorgeschoben. Es lässt sich dies an der Streichrichtung der Bajocien-Schichten in der Albeuve oberhalb der Brücke bei P. 769 nachweisen. Zwischen dieser Brücke und der auf der Karte angegebenen

schwachen Umbiegung des Bachlaufes findet sich das Bajocien anstehend, ungefähr N 20° W streichend.

Ich fand in diesen Schichten:

Aspidoceras Edouardsianum d'Orb.

Buckman: *Amm. of the Inf. Ool. Ser.*, Pl. LII, fig. 8.

BUCKMANN stellt dieses Fossil in die Sauzei-Zone; die stellenweise zwischen den mergeligen Kalkschichten auftretenden dichten, kieselig-kalkigen Bänke deuten darauf hin, dass es sich zum Teil um das obere Bajocien handelt.

Merkwürdigerweise ist die Streichrichtung dieser Schichten parallel zur Stossrichtung aus SE, welche für die Tektonik des ganzen Gebietes massgebend war. Es hat also eine *Schleppung* der Bajocien-Schichten nach NW stattgefunden, während die kieseligen, harten Unterlias-Schichten abgescheert wurden. Es ist wohl nicht ausgeschlossen, dass die Préalpes-Decke im Moment, als sie in ihre heutige Lage gelangte (*mise en place*), da wo die jetzige Gipsgrube von Pringy ist, eine Erhöhung der Unterlage vorfand, welche diese Knickung in der Streichrichtung der Falten hervorgebracht hat. Die Bewegung der ganzen Masse nach NW wurde an diesem Punkte stark gehemmt und das bewirkte dann zugleich, dass eine grosse Menge des Gipses gegen diese widerstandbildende Masse zusammengepresst wurde (Gipsakkumulation), um so mehr, als ja der Triasgips bzw. Anhydrit mit dem liegenden Flysch die Gleitmasse bildete.

Wie schon bei der Beschreibung der Gipsgrube angegeben, fand sich auf der SW-Seite, anstossend an Gips und Flysch, eine kleine Bajocien-Masse, welche jetzt ganz abgetragen ist. In der Nähe finden sich (siehe Karte) mehrere Gipstrichter, ebenso oberhalb Montbarry. An einer Stelle ist ein solcher Trichter von Couches-rouges-Schichten umgeben. Noch eine Kreidemasse kommt bei Montbarry am Ruisseau du Saugy vor, in der Nähe des Wortes Crét Bornon (westlich des „C“). Es ist eine Neocomscholle, anstossend an Couches-rouges, wohl eine mitgeschleppte Masse der Mont-Bonvindecke. Ich möchte an dieser Stelle auch noch die kleine Klippe erwähnen, welche direkt NW Epagny, zwischen Clos à Pachet und Le Grand Clos, aus der Schuttmasse herausragt und aus knolligem dichtem Malmkalk besteht. Das Gestein gleicht genau demjenigen unterhalb des Turmes von Tour de Trême und ist mithin sicherlich zur Mont-Bovindecke zu stellen.

Wie meistens, so ist auch an der NW-Seite von Gruyères der Kontakt der Préalpes-Decke mit dem untergelagerten Flysch nirgends nachzuweisen. GILLIÉRON gibt am Hügel Montilly (738) Flysch an; jetzt ist hier nirgends mehr Anstehendes zu

finden. Nur ein kleiner Rauhwaackeaufschluss direkt N der Strasse Pringy–Epagny gibt wohl ungefähr die Lage des Kontaktes an.

Die Fortsetzung der nach NW geschleppten Bajocien-Schichten lässt sich nur schwierig verfolgen, indem man zwischen der Albeuve und Montbarry fast kein Anstehendes vorfindet. Im Bach selbst stösst das Bajocien direkt an Rauhwaacke; von Unterlias liegt keine Spur vor. Die Unterlias-Schichten findet man erst wieder in der Höhe 830 anstehend am Weg, der zu dem Hause La Loup ansteigt. Auch Rhät ist rechts von dem kleinen Weg, der durch die Wiesen zum Hause führt, vorhanden. Die Unterlias-Schichten bestehen hier aus Echinodermenbreccie und Pliensbachienkalk.

Der auffällige Hügel 866 bei La Loup ist ziemlich schlecht aufgeschlossen und besteht wohl aus einem schmalen, durch die Bajocien-Schichten hindurchgepressten Unterlias-Streifen, der an der NW-Seite an eine schmale Rauhwaackemasse anstösst. In der nächsten Umgebung derselben ist nur das Bajocien aufgeschlossen; man trifft es auf der Höhe des Hügels selbst noch an. Dieser Hügel verdankt seine typische Form wohl der grossen Widerstandsfähigkeit der Unterlias-Gesteine, welche hier sozusagen das Gerüst für die Bajocien-Schichten bilden.

Am Weg La Loup–Mont Currat findet man das Pliensbachien in der gleichen Ausbildung wie bei Les Pueys als mergelige kieselige schwarze Kalke, die ausserordentlich stark tonig und vielfach von rostbraunen Adern durchsetzt sind. Diese tonigen Kalke gehen nach NW in tonfreien Kieselkalk über. Das ganze Terrain zwischen P. 863 bis und mit dem Walde von Les Cavuets ist von Unterlias-Schichten gebildet, welche in der Hauptsache N 60° E streichen und sehr steil gelagert sind; unter dem oben genannten Walde liegt ein kleiner verlassener Steinbruch in dichten, kieseligen, gut gebankten, harten schwarzen Kalken, welche steil N 150° E einfallen. Wenn man in Betracht zieht, dass die ganze Unterliasmasse sehr steil gelagert ist, muss man annehmen, der Unterlias habe hier, obwohl das Sinémurien gar nicht entwickelt ist, eine Mächtigkeit von wenigstens 300 m; das ist fast undenkbar. Auch hier hat wohl eine Schuppenbildung zu dieser scheinbar grossen Mächtigkeit Anlass gegeben.

Bei der Brücke 847 findet man am linken Ufer der Albeuve den Kontakt Lias-Dolomit. Hier ist wohl der Dolomit etwas hinaufgeschoben worden, findet man doch kein oberes Sinémurien (Lotharingien) und kein Rhät. Der Lias, der höher oben am Weg ansteht, und in welchem das Wasserreservoir der Gemeinde Gruyères eingebaut ist, fällt steil nach NW ein, wäh-

rend im oberen Teil der Schichten das Fallen gleich gerichtet, aber weniger steil ist. Darum muss man diese Liasschichten nicht als das Liegende der Synklinale S 4, sondern als zur Antiklinale A III gehörend auffassen. Die Überschiebung dieser Antiklinale A III auf die Synklinale S 4 zieht sich wahrscheinlich durch die Verflachung im Walde, wo das Anstehende aussetzt, also zwischen dem Mittellias-Aufschluss und dem höher gelegenen Bajocien-Aufschluss bei P. 896. Oberhalb P. 926 findet sich das Anstehende, speziell wenn man das Fallen und Streichen messen will, sehr ungenügend aufgeschlossen, nur im Bach sind die Aufschlüsse zuerst noch gut. Im Anfang des Seitenbaches in der Nähe von P. 926 ist schon in den Bajocien-Schichten ein Abdrehen in die Streichrichtung im Sinne von N nach E zu beobachten.

Dann findet sich an dem Grat oberhalb Crêt de la Ville der Lias auf Höhe 1150 m da, wo das Anstehende als Echinodermenbreccie ausgebildet, beginnt; da diese Echinodermenbreccie den tiefsten Teil des hier vorkommenden Lias, also das obere Sinémurien darstellt und die Schichten ziemlich stark nach SE einfallen, so muss man annehmen, dass hier eine mehr oder weniger plötzliche Verdoppelung der Antiklinale durch Schuppenbildung stattgefunden habe. Um so mehr wird man zu dieser Auffassung gedrängt, als an der Albeuve bei 970 m Liasfelsen vorkommen, direkt am Bach aus Echinodermenbreccie, höher oben aus Mittlerem Lias bestehend; man findet also zwischen dieser Echinodermenbreccie und derjenigen bei Crêt de la Ville eine bedeutende Masse von Mittellias vor. Dass die Echinodermenbreccie an der Albeuve wirklich oberes Sinémurien darstellt (welches in dieser Zone, wie im stratigraphischen Teil beschrieben, auf das Rhät transgrediert), wird durch das Vorkommen von schwach nach NW einfallendem Dolomit, nur wenig höher am linken Bachufer bei 960 m bewiesen. Diese Schuppenbildung wird es gewesen sein, welche das eigenartige Fallen in den Bajocien-Schichten im Seitenbach der Albeuve nördlich Crêt de la Ville in der Höhe 1005 m veranlasste. Sie gehören der vorgelagerten Synklinale S 4 an und wurden nach N gedrückt. Das Fallen der Schichten beträgt hier speziell 50° SW.

In dem Bach oberhalb Chaux-dessous ist die zweite Schuppe bis in die Trias aufgeschlossen, bis zu 1240 m hinauf findet man Rauhwaacke. Bei 1250 m fängt der Dolomit an, steil nach SE fallend; in der Höhe 1290 m findet sich die Echinodermenbreccie des oberen Sinémurien, über deren Schichten der Bach hinunterstürzt. Der Dolomit streicht unten am Wasserfall N 45° E und ist senkrecht gelagert. Das Rhät ist hier vom Dolomit überschoben,

wie überhaupt der Kontakt Echinodermenbreccie-Dolomit einen stark gestörten Eindruck macht.

Das Ausmass der Überschiebung der beiden Schuppen übereinander scheint nach SW eher abzunehmen; der zwischen dem Triaskern der beiden Schuppen gelagerte Lias ist fast nicht mehr nachweisbar, d. h. er macht sich wenigstens im topographischen Sinne nicht mehr bemerkbar, was, trotzdem das Terrain stark von Moräne bedeckt ist, sonst doch wohl noch an einigen Stellen möglich sein dürfte. Wo die NE-Flanke der Antiklinale A III die Albeuve quert, findet man bei der Brücke ungefähr in der Höhe 1026 m den schon beschriebenen Kontakt Trias-Lias. Das Fallen der Schichten beträgt hier 40° NE (siehe stratigraphischer Teil). Die NE-Flanke der Antiklinale dreht an der Albeuve plötzlich stark nach W ab. Man könnte annehmen, das Abbiegen der Triaszone — wie dies aus der Karte hervorgeht — würde nur durch die Oberflächenform bedingt, das trifft aber nicht zu; andernfalls müsste sich die Triaszone im Walde südlich Chaux-dessous mit dem Dolomitaufschluss im Bach W von Chaux-dessous vereinigen und dem ist nicht so.

Das so plötzliche starke Abdrehen der Triaszone nach W kam wahrscheinlich dadurch zustande, dass die SE-Flanke der Antiklinale A III zugleich mit dem Abdrehen ihrer Streichrichtung als EW-streichende Schuppe in der Richtung S-N gegen ihre eigene Fortsetzung, die ungefähr N 45° E streicht, hinaufgedrückt wurde.

Die Dolomitzone im Walde Chaux-dessous lässt sich mit Unterbrechungen bis direkt östlich der Zahl 1424 bei les Clefs d'en Haut verfolgen. Der Dolomit grenzt hier gegen E an westlich streichende Lias-Schichten (Echinodermenbreccie). Weiter westlich taucht diese Triaszone unter die Lias-Schichten unter. Die Liasschichten, welche die NW-Seite dieses Gewölbes bilden, findet man im Wald SW Haut de la Joux in der Höhe 1420 m, 45° : N 30° W fallend, aufgeschlossen. Auch aus dieser Fallrichtung geht die Existenz der oben beschriebenen auf die Seite gedrückten Schuppe hervor, fallen doch die direkt nördlich dieser Stelle gelagerten Bajocien-Schichten bei der neuen Hütte von Clefs d'en Haut fast genau nach W.

Auch die beiden Gipstrichter am Waldesrand südlich Chaux-dessous, wovon der eine, im Sommer immer mit Wasser gefüllt, auf der Karte als kleiner See eingetragen ist, lassen sich so nahe der Flanke der Antiklinale nur durch diese quer hinaufgeschobene Schuppe erklären.

Wo die Antiklinale A III die Albeuve quert, lässt sich schon ein Anfang von Schuppung in den Mittellias-Schichten

dieser Antiklinalflanke beobachten. Diese Schuppung tritt dann auch im Walde S von Chaux-dessous stärker hervor; oberhalb der Dolomitzone trifft man noch eine zweite an, die sich nur wenig oberhalb der tieferen Zone auch ungefähr von E nach W hinzieht. Diese zweite Zone taucht unter an der S-Grenze des Waldes, südlich der „4“ in 1424 unter die Lias-schichten. Man findet hier nur sehr wenig Dolomit, anstossend an Echinodermenbreccie des oberen Sinémurien. Die Streichrichtung dieser Echinodermenbreccie ist wahrscheinlich N 80° E, das Fallen steil nach S.

Die Aufschlüsse in dem Bach, welcher NW von Haut de la Joux hinuntergeht, sind leider sehr spärlich, sodass man davon der hier beschriebenen Tektonik nur sehr wenig sehen kann. Man findet bei 1380 m die Echinodermenbreccie, welche schwach nach SE einfällt, überlagert von Pliensbachien. Unterhalb von ihr ist das Anstehende von Schutt bedeckt, nur im Walde abseits fand ich einige Dolomitstücke. Diese Echinodermenbreccie gehört zu der höheren Schuppe. Dann findet sich bei 1320 m im Bachbett wiederum Echinodermenbreccie anstehend; sie stellt das Hangende der tieferen Dolomitzone dar. Bei 1280 m zeigt sich nochmals anstehendes Gestein (Lias oder Rhät?), aber so stark gequetscht, dass man daraus keine Schlüsse ziehen kann.

Aus dem Gesagten folgt wiederum, dass zwei Zonen von Echinodermenbreccie in verhältnismässig grossem Zwischenraum den Bach queren; die beiden aufschlusslosen Partien unter diesen Echinodermenbrecciezügen entsprechen wohl den Stellen, wo die Trias den Bach quert.

Da, wo die Zahl 1503 W, Haut de la Joux auf der Karte steht, geht in EW-Richtung eine Verwerfung durch, welche sich an den hier flach nach W fallenden Schichten speziell im höheren Teil des Hanges gut beobachten lässt.

Die Bajocienschichten E 1536 sind, wie schon im stratigraphischen Teil angegeben, stark geschuppt.

Im Walde von les Devins ist das Anstehende nur sehr mangelhaft aufgeschlossen; die Trias ist hier überall von Lias überlagert und tritt erst wieder W von Plan Francey in der Höhe 1360 m anstehend auf. Man findet hier Dolomit, von Pliensbachien überlagert, unten an eine Bank Echinodermenbreccie anstossend. Man muss hier, obwohl der Unterlias von 1420 m an aufwärts an Schutt grenzt, nach dem Vorkommen des Bajocien, da, wo der Weg Clefs d'en Bas-Petit Plané in den Wald eintritt, sowie nach dem Bajocienvorkommen in der Höhe 1440 m im Bach, direkt östlich von Petit Plané, annehmen,

dass der Mittellias nur bis ungefähr 1420 m hinaufreicht und also die Bajocienschichten gegen die Liasschichten hinaufgedrückt wurden, ähnlich wie in der Synklinale S 2 bei Pétère-La Sallaz.

Direkt östlich von Petit-Plané geht eine Verwerfung durch den Bach. Hier reichen die Bajocien-Schichten an der rechten Bachseite bis 1440 m hinunter, die Schichten des Mittellias auf der linken Bachseite bis 1480 m direkt unter Petit-Plané. Es handelt sich da nicht um eine einfache Verwerfung, das geht aus folgenden Betrachtungen hervor:

Die Hütte von Petit-Plané steht noch auf Oberlias-Schichten, doch findet man unmittelbar nördlich, wo der Hang anfängt, schwach nach SW einfallende Mittellias-Schichten; mehr nach SW zu nimmt der Fallwinkel rasch zu: die Lias-Schichten bilden hier ein Gewölbe. Diese Gewölbebildung ist — wie dies schon an anderer Stelle beschrieben wurde — Schuld daran, dass sowohl die Liasschichten als ihr Hangendes emporgedrückt wurden; da aber die NE gelagerte Partie die Gewölbebildung nicht mitmachte, entstand die oben erwähnte Verwerfung. Das Liagewölbe von Petit-Plané sinkt nach SW zu allmählich ab und tritt erst im Walde unterhalb Teysachaux-dessus wieder hervor.

Die tonigen schwarzen Mergel mit rostbraunen Kalkknollen, die am Rücken oberhalb Gros-Plané in der Höhe 1400 bis 1415 m hervortreten, sind — wie im stratigraphischen Teil angegeben wurde — ins unterste Aalénien zu stellen, das beweist das Vorkommen des *Lioceras opaliniforme* Buckm. Diese Tone grenzen oberhalb Gros-Plané an Oberliaskalke, welche ihr Liegendes darstellen und hier das Gewölbe der Antiklinale A III bilden. Diese Antiklinale ist hier etwas weniger weit nach NW vorgeschoben als bei Petit-Plané. Die gleichen Schichten finden sich auch in einem ganz kleinen Aufschluss am Seitenbach des Ruisseau de Mormotey, welcher in der Höhe 1338 m abzweigt, in der Höhe 1415 m.

Diese Knollen führenden Tone bilden hier überall die Scheitelschichten der Antiklinale A III, sind also verhältnismässig flach gelagert; so lässt sich wohl ihr öfteres Vorkommen an verschiedenen Aufschlüssen in der Umgebung erklären, findet man die Schichten doch auch bei Mormotey und W von P. 1464 wieder.

Nördlich der Hütte Mormotey geht der Ruisseau de Mormotey hinunter; in ihm ist zwischen 1430 und 1460 m das Callovien aufgeschlossen. Im oberen Teile fallen diese Schichten mit 45° nach SE, im unteren steiler. Unmittelbar oberhalb der

Stelle, wo der Bach den Weg quert, lagert eine nur wenig mächtige emporgedrückte Bathonienmasse, die steiler einfällt und an den oben erwähnten schwarzen tonigen Mergel mit rostbraunen Kalkknollen des oberen Toarcien anstösst. Wenn man bedenkt, dass der Schub im ganzen Gebiete von SE nach NW gerichtet war, so kann es sich nicht um eine Überschiebung handeln, da hier Höheres auf Tieferes überschoben ist. Bei einer Überschiebung ist aber gerade das Umgekehrte der Fall. Man muss also annehmen, dass die Toarcien-Schichten, die zu den oben genannten Liasgewölben gehören, emporgedrückt wurden und so, das geht aus dem Profil von Treméttaz-dessus hervor, mit den Bathonien-Schichten in anormalen Kontakt gerieten.

Ähnliches findet man auch direkt SE der abgebrannten Hütte 1417 m, nur ist hier das Bathonien etwas mächtiger.

Verfolgt man die gleiche Zone nach SW, so gewahrt man — wie schon oben gesagt wurde — die Fortsetzung des Liasgewölbes von Petit-Plané im Walde unterhalb Teysachaux-dessus. In der oberen Partie des nördlichsten Baches von Teysachaux ist das Pliensbachien anstehend, mit Fallen 30° : N 35° W. Bei 1470 m Höhe grenzt es nach oben an eine kleine Zone mit gestörten mergeligen Schichten, die ihrerseits unmittelbar von schwach SE fallenden Bathonien-Schichten überlagert werden. Man muss annehmen, die Bathonien-Schichten seien hier bis an die Vorderseite des Gewölbes vorgedrückt worden, so dass die flachen Schichten im Scheitel des Gewölbes nicht beobachtet werden können. Besser kann man diese Verringerung des Fallens im Scheitel des Gewölbes im oberen Teil des südlichen Baches von Teysachaux sehen.

Bei 1320 m findet sich Pliensbachien in senkrechter Stellung N 45° E streichend. Die Schichten sind weiter oben im Bache wiederholt stark gestört, doch lässt sich gut beobachten, dass das Fallen allmählich abnimmt. Es beträgt bei 1372 m: N 45° W 40° .

Zwischen 1380 und 1400 m ist das Fallen nur noch schwach: 20° nach NW. Dieses Fallen bleibt ungefähr nach oben zu bestehen.

Bei 1460 m liegen den harten Kalken des Mittellias flach gelagerte, mergelig-sandige Kalke auf, die nur wenig weiter oben an schwach nach S ansteigendes Bathonien grenzen.

Nach unten zu grenzen in diesem Bach die Mittellias-Schichten direkt an das mittlere Toarcien (Horizont des *Hildoceras bifrons*). Eine kleine Überschiebung ist hier also schon vorhanden. Wenn ich diese Überschiebung in den durchgehenden Profilen stärker hervortreten liess, so bin ich mir wohl

bewusst, dass man vielleicht auch ohne Überschiebung „auskommen“ könnte. Aber ich glaube, in einem so stark geschuppten Gebiet an der Stelle, wo man die Überschiebung wegen des Fehlens von Aufschlüssen nicht nachweisen kann, nicht plötzlich überkippte Falten annehmen zu müssen, um so mehr, als das betreffende Mittellias-Gewölbe vor dem Moléson in die Tiefe und zugleich nach vorne gepresst wurde.

Im Walde westlich Petit-Mology findet sich Anstehendes sehr schlecht aufgeschlossen; im höheren Teil nur Mittellias, und den im stratigraphischen Teil besprochenen Trias-Aufschluss im Bache, unmittelbar nördlich der oben genannten Hütte. Der Hang dieses Waldes streicht durchwegs N 55° E, aber man findet unweit nördlich von dem oben genannten Bach ein eigenartiges örtliches Abbiegen; der Hang knickt hier plötzlich von N nach S um, wie es auch deutlich auf der Karte angegeben ist.

Vergleicht man das Profil, das durch Teysachaux-dessous geht, mit demjenigen durch les Pueys, so sieht man, dass das Ausmass der Überschiebung der Schuppe III auf die Synklinale 4 hier ziemlich plötzlich stark abgenommen hat. Die Erklärung liegt wohl darin, dass, während die E-Flanke der Synklinale S 4 bei dem mehr SE Profil weniger nach NW vorgepresst worden ist, die Antiklinale A III sich in beiden Profilen fast gleich weit nach NW bewegt hat; dadurch ist der Grad der Überschiebung im Profil von Teysachaux-dessous viel geringer als in demjenigen von les Pueys. Damit tritt dann im letztgenannten Profil zugleich das Umbiegen der Schichten im Scheitel der Antiklinale A III viel deutlicher hervor. Hier wurde ein überschobenes Gewölbe gebildet, das unmittelbar ein Herabsinken der Überschiebungslinie bedingte. Beides erklärt denn auch von selbst das eigenartige Abdrehen in der Streichrichtung des Hanges.

Die *Synklinalzone S 4* beginnt nördlich Gruyères und setzt sich von da unter Abbiegung der Bajocien-Schichten, aus denen sie besteht, nach NE, wie schon bei der Beschreibung der Antiklinale A III angegeben, von westlich Pringy bis nördlich La Loup fort; von da an ist diese Synklinale — man ersieht es aus der Karte — erst wieder bei La Caudraz aufgeschlossen: die Bajocien-Schichten sind zum Teil von Moräne bedeckt, zum Teil hier an der Vorderseite der Decke wohl nicht mehr vorhanden. Bei La Caudraz ist das Aalénien sehr steil gelagert; Streichrichtung ungefähr N 30° E.

In der Fortsetzung dieser Antiklinale nach SW ist die Lagerung der Schichten meistens sehr unregelmässig; man kann sie sehr schön am Weg l'Areynaz-Proveytaz-d'Amont beobachten. Unmittelbar hinter l'Areynaz ist das Fallen ungefähr 80°:

N 68° W (Höhe 100 m). Weiter oben beträgt es 50°: N 60° W, bei 1010 m 40°: N 20° W; dieses letzte Verhältnis betrifft schon die Schichten des Horizontes der *Ludwigia concava* Sow. (siehe stratigraphischer Teil). Hier findet also eine Drehung der Streichrichtung von N 20° E nach N 70° E statt. Höher oben ist das Streichen immer noch sehr unregelmässig; der Synklinal-kern liegt südlich Areynaz, das geht aus dem Vorkommen der Bathonien-Schichten oben im Bois d'Albeuve hervor. Weiter nach W zu ist dann das Anstehende dieser Synklinale stellenweise stark von Moräne bedeckt. Da wo der Weg in Höhe 1070 m der Waldgrenze folgt, fällt das Aalénien mit 55°: N 175° E ein; die Streichrichtung ist also hier fast E-W. Man kann im Allgemeinen das Abdrehen der Schichten nach W sehr gut beobachten, bis das Anstehende von Moräne und verschwemmtem Flysch verdeckt ist.

Die Bajocien-Schichten stehen erst in der Einsenkung zwischen Clefs d'en Bas und Chaux-dessus wieder an. Bei Clefs d'en Bas grenzen die Bajocien- resp. Oberlias-Schichten direkt an die Rauhwacke, die den Kontakt der Decke mit dem Flysch bildet. Nur auf eine kleine Strecke tritt zwischen sie und die Bajocien-Oberlias-Schichten die Echinodermenbreccie, überlagert von nur wenig Pliensbachien.

Weiter SE, bei Clefs d'en Haut, ist die Lias-Schuppe der Antiklinale A III quer auf die Bajocien-Schichten hinaufgepresst, ich habe dies schon bei der Beschreibung dieser Antiklinale erwähnt.

Im Walde „Les Devins“ sind die Bajocien-Schichten sehr schlecht aufgeschlossen. Unter dem Mittellias-Felsen von Petit-Plané liegt das Anstehende unter Schutt. Wie überall in den Wäldern meines Gebietes ist auch bei Petit-Plané unterhalb dem Weg, der von dieser Hütte nach Gros-Plané führt, im Walde das Anstehende wenigstens im tieferen Teil sehr schlecht aufgeschlossen. Die Profile zeigen, dass hier die Antiklinale A III fast bis an die Grenze der Decke auf die Synklinale S 4 überschoben ist. Letztere tritt dann erst viel weiter im SW bei Mor-motey wieder hervor.

Am besten ist diese Zone im Bache westlich Le Villard aufgeschlossen. Das Fallen beträgt hier in der oberen Partie 60°: N 125° E, in der unteren ist es etwas weniger steil. Der Bach schliesst grösstenteils die Aalénien-Schicht auf; die grosse Mächtigkeit dieses Horizontes erklärt sich daraus, dass es sich hier um eine nur bis ins Aalénien hinaufreichende Synklinale handelt, dadurch erhält man fast die doppelte Mächtigkeit. Im unteren Teil des Baches ist auch das Toarcien aufgeschlossen,

angrenzend an die Mittellias-Schichten, welche den Rücken von Le Vilou bilden.

Nach SW zu ist diese Synklinalzone zum Teil durch Moräne verdeckt; ihre SE-Partie ist in den Bächen bei Teysachaux und Les Pueys aufgeschlossen.

Besser ist diese Synklinale ausserdem noch in der Schlucht der Veveyse aufgeschlossen, wo unterhalb des grossen Wasserfalles, bei 1145 m. die Mittellias-Schichten an das Toarcien grenzen, und weiter unten kommt zwischen 1075 und 1130 m das Aalénien in gleicher Lagerung wie unterhalb le Villard zutage.

Die *Antiklinale A IV* setzt im NE-Teil des Gebietes erst im Walde von la Caudraz ein und besteht hier — wie schon im stratigraphischen Teil angeführt wurde — aus Dolomit, überlagert von Echinodermenbreccie des obersten Sinémurien, welches nach oben zu direkt an Pliensbachein grenzt. Ferner begegnet man dieser Antiklinale unter ähnlichen Verhältnissen nur noch am Rücken von le Vilou.

Hier möchte ich nun die Besprechung der Grenze der Decke mit dem unterliegenden Flysch anknüpfen. Ich habe diese Grenze bei der Besprechung der Gipsgruben von Pringy sowie der Malmklippe von Epagny (im NE-Teil des Gebietes) zum Teil schon behandelt. Bei Montbarry finden sich die, auch schon erwähnten, Kreideschollen, während mehr W mehrere Gips-trichter auftreten. An der Oberfläche steht der gipsige Mergel hier nirgends an. Im obern Teil des Ruisseau du Saugy grenzt das Aalénien an eine Moränenablagerung des Saanegletschers, welche die in Rede stehende Grenze verdeckt, ausgenommen im kleinen Wäldchen nördlich von „le“ des Namens le Mont. Dort ist sie durch ein kleines Rauhwaackevorkommen markiert. Der Hügel 961 m in unmittelbarer Nähe besteht nur aus Flysch; im NW-Hange der Böschung W Caudraz grenzt der Lias der Antiklinale A IV direkt an Moräne; höher oben, bei Frassy, ist der Kontakt der Decke mit der Flyschunterlage verdeckt. Bei la Blancharda kommt wiederum ein kleiner Rauhwaackeaufschluss vor. Weiter SW ist dann der Kontakt abermals von Moräne bedeckt. Erst in der Wiese NE von Clefs d'en Bas, wird sie wieder durch Rauhwaacke markiert; sie grenzt hier nach SE zuerst an Flysch-, dann an Toarcien-Schichten. Der hier vorkommende Flysch macht, wie fast überall, einen stark gestörten Eindruck. Die Verwitterungsschuttbedeckung verhüllt fast überall den Flysch sowie die unmittelbar darüberliegenden Sedimente. Nur an einer kleinen Stelle südlich von Clefs d'en Bas sieht man zwischen der Rauhwaacke und dem mergeligen Kalke des Toarcien

die Echinodermenbreccie des oberen Sinémurien, sie ist überlagert von Moräne.

Die Wanne des kleinen Seeleins bei Clefs d'en Bas muss wohl als Gipstrichter aufgefasst werden. Aus dem Kontakt Toarcien/Rauhacke bei Clefs d'en Bas ergibt sich, dass die Decke hier mit einer sehr steilen Überschiebungsfläche gegen den Flysch abschliesst. Diese wurde durch eine Erhebung bedingt, die schon vor der Überschiebung der Decke existierte und gegen welche auch hier der Gips ähnlich wie bei Pringy zusammengeschürft wurde.

Im Walde von les Devins sind die Aufschlüsse sehr dürftig, doch kann man aber auch hier die Rauhacke, welche den Kontakt der Decke mit dem Flysch andeutet, stellenweise nachweisen. Von da ab bis zu dem Gipsvorkommen unterhalb Petit-Plané ist die Grenze von Moräne verdeckt. An letztgenannter Stelle geht die Rauhacke SE des Gipslagers durch und findet sich inmitten der mergeligen Kalke des Toarcien-Bajociens, welche die Grube ganz umlagern und nach SW zu an die am meisten SE gelagerte Klippe von Les Joux grenzen. Auch hier kommt der Gips an einer Stelle vor, wo beim Vorwärtsbewegen der Decke ein Hindernis lag.

Die Klippen von la Joux bestehen hauptsächlich aus Malm. GAGNEBIN hat in (Lit. 7) die am meisten NW gelagerte Klippe behandelt. Er konstatierte an ihrem NE-Ende, von SE nach NW: Wangschiefer, anstossend an Argovienschichten der „Préalpes médianes“, dann fossilführende Callovien-Bathonien-schichten, die ihrerseits nach NW zu mit einer kleinen Masse nummulitischer Breccie der „Préalpes externes“ in Kontakt sind. Die südöstlichste Klippe liegt der Gipsgrube am nächsten und besteht nur aus Malm. In der Nähe der Klippen gibt es noch viele kleinere Vorkommen von Dislocationsbreccien.

Die Gipszone lässt sich von hier nach W bis in die Nähe von Gros-Plané verfolgen; man beobachtet mehrere kleine Gipstrichter, meistens von Rauhacke umgeben. Das kleine Seelein unter Gros-Plané ist wohl auch am besten als Gipstrichter aufzufassen.

NW Gros-Plané gibt es noch einige kleinere Klippen von Lias-Echinodermenbreccie und bei P. 1456 ein kleines Oxfordien-Argovienvorkommen. Weiter nach SW zu bis in den Wald von la Joux de Riaz ist die Grenze wieder von Lokalmoräne verdeckt. Auf dem Rücken, der von da nach NW hinunterzieht, grenzt in der Höhe 1370 m, Dolomit an Wallmoräne, etwas weiter SW tritt dann unter dem Dolomit die Rauhacke wieder auf. An der W-Seite des Waldes von le Vilou ist die Grenze,

wenn nicht örtlich von Schutt verdeckt, wieder gut zu verfolgen; sehr schön z. B. direkt W von „sur le Vilou“, wo die Decke hoch über den vorgelagerten Flysch hervorragte. Noch mehr SW verdeckt die Moräne — für das Gebiet der Karte — endgültig die Kontaktgrenze.

*2. Allgemeine Bemerkungen zum tektonischen Teil.
Schlussfolgerungen.*

Ich bin mir, wie schon oben angedeutet, wohl bewusst, dass meine Auffassung, der konsequenten Annahme von Schuppenstruktur, der Tektonik unseres Gebietes wegen auf manchen Widerstand stossen werden. Ich glaube aber, dass, in Anbetracht der Tatsache, dass die Schuppung an so vielen Stellen deutlich nachzuweisen ist, diese als das leitende Prinzip der Tektonik zu gelten hat. Besonders weil es sich um eine vorwärtsbewegte randliche Deckmasse handelt, bestehend aus einem tieferen Teil, auf dem ein 200 m mächtiger, stark widerstandsfähiger Schichtenkomplex ruht, überlagert von einer fast dreimal so mächtigen, viel mergeligeren Schichtmasse, die ihrerseits nach oben zu wieder mehr widerstandsfähige Schichten (Malmkalke) trägt. Auf den Malmkalken liegt dann Kreide und Flysch. Diese sind wieder von geschmeidigen Schichten überlagert.

Es ist in unserem Ausschnitt der Préalpes wohl sicher, dass bei Fortbewegung der Masse der Gips als Gleitmasse wirkte, zugleich mit den Flyschschiefern. Am starren Komplex der Dolomit-Lias-Schichten, der über der minder starren Gips-Rauhacke-Zone liegt, musste sich der Widerstand gegen die Vorwärtsbewegung immer am stärksten äussern; insbesondere in der am meisten nach vorne gelagerten Partie der Decke. Wohl darum findet man hier, wo die Wirkung am grössten war (d. h. eben im vorderen Teil der Decke) Schuppung; da wo die Wirkung geringer war (im rückwärts gelegenen Teil) Faltung. Die Liasschichten wurden durch die Gesamtwirkung des Widerstandes an der Vorderseite und durch Aufpressung an der Rückseite (durch ihr eigenes Gewicht oder durch die Helvetische Decke) erst gefaltet und dann durch nachwirkenden Druck geschuppt, sie wurden dabei in die mergeligen höheren Schichten eingepresst oder das Hangende machte die Schuppung mit. Die mergeligen Kalke im Hangenden wurden in sich geschuppt, indem sie von der mehr SE folgenden Überschiebungsfalte vorgepresst wurden, während die weicheren Schichten gefaltet und verdickt oder akkumuliert wurden.

Da auf die tieferen Schichten (Dolomit-Lias) die stärkste Wirkung ausgeübt wurde, glichen die höher gelagerten mergeligen Schichten diese Wirkung mehr oder weniger aus (wie die Federn eines Wagens); daraus folgt, dass die Störungen in den Dogger-Malm-Schichten viel geringer sind.

Dass die Kreideschichten eine stark gestörte Lage aufweisen, ist ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach selbstverständlich; schon die einzelnen Bänke sind überall wellig gebogen.

Ich habe in meinen Profilen die kleinen Fältelungen und Störungen der Einfachheit wegen nicht eingetragen, wie vielfach üblich ist. Es wäre übrigens ihrer Kleinheit wegen kaum möglich gewesen. Ich glaubte nur die Hauptlinien angeben zu müssen, so wie ich sie aus den öfters mangelhaften Aufschlüssen ableiten konnte. Jedenfalls kommen hier unendlich viel kleinere und grössere Verwerfungen und Lokalüberschiebungen, neben den Hauptstörungen vor, entstanden bei der Vorwärtsbewegung und besonders bei der darauffolgenden Sackung beim Zur-Ruhe-Kommen der Überschiebungsmasse. Die Préalpes legten ja den längsten und höchst gelegenen Weg über die Alpen zurück. Man kann diese Nebenstörungen aber in einem mangelhaft aufgeschlossenen Gebiet unmöglich alle verfolgen; es ist nur möglich festzustellen, dass solche fast überall vorkommen — also auch da, wo Schutt die Oberfläche bedeckt.

Als Vermutung sei noch erwähnt, dass das Gebiet, wohl schon bevor die tektonischen Bewegungen ganz aufgehört hatten, mehr oder weniger durch die Erosion bearbeitet und mehr oder weniger abgetragen war. Die Tektonik macht nämlich stark den Eindruck, als habe ein Moléson-Klotz von gewaltigeren Dimensionen als der jetzige die Entwicklung der Lokaldislokation beeinflusst, ohne die ursprünglich angebahnten tektonischen Hauptformen zu verwischen. Soweit sie von den früheren Beobachtungen abweichen, fasse ich die wichtigsten tektonischen Resultate meiner Untersuchungen wie folgt zusammen:

1. Feststellung des geschuppten Charakters des Gebietes.
2. Nachweis, dass die Antiklinalzone der Vudallaz sich nach NE nicht in die Antiklinale von Pair au Boeuf-Gros-Mology fortsetzt, sondern in das Gewölbe von Charouda-dessus unter den Vanil Blanc.
3. Trennung der Synklinale des Moléson von der mehr NW vorgelagerten, durch die Antiklinale Gruyères-le Morgeronles Chaux-Petit Plané-Petit Mology und damit Nachweis einer Synklinale NW des Moléson.

4. Konstatierung der Querschuppung von Chaux-dessus.
5. Nachweis der Blattverschiebung von Pringy.

III. Eiszeitliche Vergletscherung des Gebietes.

F. NUSSBAUM hat im Jahr 1906 eine sehr ausführliche Arbeit (Lit. 21) über die eiszeitliche Vergletscherung des Saane-Gebietes publiziert. Ich glaube mich daher auf eine kurz zusammenfassende Besprechung beschränken zu können und will nur die Stellen besonders erwähnen, wo meine Beobachtungen mit den seinigen nicht übereinstimmen.

Es sind dreierlei Gletscher, die ihre Moränen in dem von mir untersuchten Gebiet abgelagert haben:

1. der Saane-Gletscher,
2. der Rhone-Gletscher,
3. Lokal-Gletscher.

1. Moränen des Saane-Gletschers.

Die Moränenablagerungen des Saane-Gletschers finden sich nur in den Seitentälern des Saanetales, im Haupttal sind die Moränen wegen der Steilheit der Hänge überall wieder abgetragen.

Das Tälchen der Marivue oberhalb Albeuve ist stellenweise bis zu 1230 m mit Moränen des Saane-Gletschers ausgefüllt. Ein grosser Teil dieser Moränenablagerungen ist natürlich schon weggewaschen: das beweisen die an den Hängen vorkommenden vereinzelt Blöcke von Etivaz-Breccie und Taveyannaz-Sandstein. Die höchsten erratischen Gesteine fand ich bei 1290 m, also bedeutend niedriger als NUSSBAUM angibt (1340 m). Bemerkenswert ist die bedeutende Ausdehnung von Saanegletschergrundmoräne, bedeckt mit erratischen Blöcken im Talbecken von Erbivues, dem oberen Teil des Marivuetales, am Fusse des Moléson. Der Saanegletscher hat also hier den Molésongletscher vollständig zurückgedrängt (vgl. Lit. 26.).

In dem Tälchen des Ruisseau des Praz oberhalb Grandvillard fand ich Moränen des Saane-Gletschers als zusammenhängende Ablagerung bis 1350 m. Auf der S-Seite, östlich von Orausa-derrey bis 1340 m, sind ausgeprägte Wallmoränen erhalten. Auf der N-Seite ist dieser Wall schon zum grössten Teil abgetragen und erstreckt sich nur bis auf 1280 m. Diese Wallmoräne muss in einer Rückzugsphase des Saanegletschers abgelagert worden sein. Erratische Blöcke gehen an der S-Seite des Tälchens bis 1350 m hinauf, nach NUSSBAUM nur bis 1280 m. Den Verlauf des Moränenwalles hat er hier ganz anders