

Alpes

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **8 (1903-1905)**

Heft 6

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

2° La météorite tombée en 1698 à Hinterschwendi près Walkringen (canton de Berne), perdue depuis.

3° La météorite du Rafrüti tombée en 1856, trouvée en 1886 et conservée au Musée de Berne.

III^e PARTIE — TECTONIQUE

Alpes.

Généralités. — Depuis longtemps M. A. HEIM se préoccupe de tirer le meilleur parti possible au point de vue didactique des représentations régionales en relief. A l'occasion de la remise au Musée de Saint-Gall de son splendide relief au 1 : 5000 de la chaîne du Sentis, il a insisté sur les nécessités actuelles de la géoplastique (45). Pour qu'un relief ait une utilité, il faut qu'il donne un résultat supérieur à la carte et pour cela il faut d'abord qu'il soit construit d'après des observations faites directement sur le terrain par un homme compétent en géodésie et en géologie, il faut ensuite que son échelle soit suffisante (au moins 1 : 50 000).

M. Heim montre ensuite le rôle que peut jouer le relief aussi bien dans les écoles que dans les universités et les musées, puis il expose en terminant la façon dont il est arrivé d'abord à la conception, puis à la confection de son relief du Sentis.

Nappes de charriage. A la suite d'une série d'excursions dans les Alpes orientales, M. PIERRE TERMIER est arrivé à une conception des chaînes cristallines de cette région toute différente de celle développée par les géologues autrichiens et qui comporte une extension à d'immenses territoires de la conception des **nappes de charriage**. Ces idées sont exposées d'abord dans une notice publiée dans le Bulletin de la Société géologique de France (76) dont j'extrai les principaux arguments.

Le **massif gneissique du Zillertal** qui représente l'extrémité occidentale des Hohe Tauern, a l'aspect d'un dôme cristallin dont le gneiss plonge au N, à l'W et au S sous un revêtement schisteux. Celui-ci comprend : 1° un terme inférieur formé de calcaires et de quartzites phylliteux, de poudingues métamorphiques, de micaschistes, d'amphibolites et de gneiss ; 2° un terme supérieur qui semble correspondre aux schistes

lustrés et qui se compose de calcschistes, de micaschistes et de schistes verts. Cette série, considérée par les géologues autrichiens comme stratigraphiquement continue et entièrement paléozoïque et connue sous le nom de Schieferhülle, représente pour M. Termier un empilement de têtes de plis plongeant au N, dans lequel rentrent les éléments stratigraphiques suivants :

1° Des schistes cristallins anciens, probablement paléozoïques, micaschistes, amphibolites, etc.

2° Du Trias comprenant : *a)* des quartzites, *b)* des marbres phylliteux, *c)* des calcaires dolomitiques, et offrant une remarquable analogie avec le Trias des Alpes occidentales.

3° Des schistes calcaires et argileux, associés à des schistes verts ; ce complexe correspond lithologiquement et stratigraphiquement aux schistes de la Basse-Engadine (voir plus loin l'analyse du travail de M. Paulke) et aux schistes lustrés du Prättigau et de la zone du Briançonnais.

Soit au N soit au S la Schieferhülle superposée au massif du Zillerthal, dont M. Termier cherche à démontrer la complexité à la fois stratigraphique et tectonique, plonge sous des gneiss et des schistes micacés et amphiboliques en tous cas plus anciens que le Carboniférien, qui sont connus sous le nom de schistes du Pintzgau.

Sur le versant N on peut suivre entre les schistes lustrés de la Schieferhülle et les schistes du Pintzgau une zone imbriquée et discontinue de Trias ; en outre la zone de contact entre les deux complexes schisteux est marquée par la présence d'une série de Klippes de Trias, qui s'appuient en discordance tantôt sur les schistes paléozoïques, tantôt sur les schistes mésozoïques, tantôt sur les uns et les autres à la fois, et que M. Termier considère comme des lambeaux d'une grande masse chevauchée d'origine lointaine, dont la partie frontale formerait les Alpes calcaires septentrionales.

En se basant sur cette interprétation stratigraphique l'auteur admet que le massif cristallin du Zillerthal et des Hohe Tauern a été recouvert par 5 nappes superposées dans l'ordre suivant :

1° Une nappe inférieure formée de gneiss et de Trias (Hochstegenkalk).

2° Une nappe formée de micaschistes permo-houillers et de schistes lustrés qui correspond à la zone médiane de la Schieferhülle.

3^o Une nappe discontinue de Trias intercalée entre les schistes lustrés de la nappe précédente et le massif des schistes du Pintzgau.

4^o Une nappe formée de phyllades paléozoïques, de Trias et de Lias qui comprend la chaîne du Pintzgau avec au S les calcaires triasiques de la Rettelwand, de la Serlesspitze, etc., au N les Alpes calcaires septentrionales.

5^o Une nappe hypothétique, dont il ne resterait rien, et que M. Termier appelle la nappe des Dinarides ; il sera question plus loin de ce pli supérieur supposé.

La quatrième nappe se continue vers l'W dans le massif de l'Oetzthal et dans celui de la Silvretta, et la Basse-Engadine avec ses vastes affleurements de terrains secondaires chevauchés par des schistes cristallins représente d'après M. Termier une fenêtre d'érosion creusée au travers de cette nappe. Dans cette fenêtre les calcaires triasiques qui affleurent sous le cristallin correspondraient à la troisième nappe du Zillerthal, tandis que les schistes calcaires du fond de la vallée appartiendraient à la deuxième.

Tous ces gigantesques plis couchés et empilés ont d'après l'auteur une racine au S entre la chaîne du Hohe-Tauern et la ligne tectonique du Gailthal, dans une région de plis serrés presque droits, où le cristallin est surmonté par un Trias identique à celui du Zillerthal, formé aussi de bas en haut de quartzites, de marbres phylliteux, et de calcaires dolomitiques à Dactylopores.

Dans un dernier chapitre consacré à la synthèse de la tectonique alpine M. Termier développe une série de thèses qui peuvent être résumées comme suit :

1^o Le faisceau des plis alpins déversés en grandes nappes vers le N est séparé de la zone des Dinarides formée de plis peu marqués et faiblement déjetés au S par une sorte de grande faille, qui depuis le Gailthal à l'E passe au S du massif de l'Ortler et de la Valteline, un peu au N de Lugano et finalement à Ivree.

2^o La vraie zone axiale des Alpes est représentée par la zone des schistes lustrés, qui affleure de Gênes au Rhin, qui depuis le Rhin est en grande partie cachée par des nappes superposées et n'apparaît qu'en fenêtres (Basse Engadine, versant S des Hohe-Tauern). Cette zone a fonctionné depuis le Carboniférien jusqu'à l'Éocène avec une courte interruption pendant le Trias comme un vaste géosynclinal compris

entre deux faisceaux parallèles de plis, et dans lequel se sont déposés successivement des sédiments schisteux appartenant à des systèmes géologiques très divers. Lorsque la région a été reprise par les plissements alpins le faisceau de plis septentrional a donné naissance aux massifs centraux et aux nappes dont les racines sont externes par rapport à la zone des schistes lustrés (Hautes Alpes calcaires suisses); la zone géosynclinale des schistes lustrés a été écrasée et transformée en un empilement de nappes imbriquées, souvent difficiles à distinguer (Préalpes, Brèche du Chablais et de la Hornfluh, Falkniss); enfin le faisceau de plis méridional, poussé par-dessus le géosynclinal axial, a donné naissance aux nappes les plus étendues (nappe de la Silvretta-Pintzgau et des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche). Ainsi presque toute la région qui se trouve au N de la zone des schistes lustrés est constituée essentiellement par des nappes superposées, ce n'est qu'au bord septentrional des Préalpes que l'on retrouve une chaîne autochtone, celle qui, formée de terrains à faciès helvétique, s'étend par le Hohgant et le Pilate jusqu'au Sentis.

M. Termier explique la formation de cet énorme système de nappes par une poussée de la région des Dinarides le long de la faille du Gailthal par-dessus les Alpes, la masse chevauchante des Dinarides agissant alors comme une sorte de traîneau compresseur. Le soulèvement des Alpes ne se serait effectué qu'après cet effort et après la formation des nappes; il aurait été beaucoup plus accentué vers l'W en Savoie et en Suisse que dans les Alpes orientales; aussi l'érosion a pu ramener au jour dans les Alpes occidentales les plis autochtones et les nappes à racine externe, tandis que vers l'E le démantèlement des nappes à racine interne n'a pu se faire que faiblement et que les plis de la zone axiale et du faisceau septentrional restent cachés en profondeur. La différence entre les Alpes occidentales et orientales se réduirait ainsi à une question de proportion dans l'érosion, déterminée par une variation dans l'exhaussement.

A la suite de nouvelles explorations dans la **région du Brenner** M. P. TERMIER (72) a retrouvé aux abords de cette profonde coupure la troisième nappe du massif du Zillerthal. Cet élément tectonique est ici considérablement grossi et comprend un complexe de schistes granatifères chevauchant sur les schistes lustrés, puis du Trias épais de plusieurs centaines de mètres qui forme les Telfer-Weisse et

les sommets des Tribulaun. D'autre part, contrairement à l'opinion de M. Diener, l'auteur n'admet l'existence d'aucun accident tectonique transversal dans la dépression du Brenner. La troisième nappe s'enfonce au N sous du Paléozoïque incontesté qui lui-même disparaît sous les Alpes calcaires.

D'autre part M. P. TERMIER (73) a exploré à deux reprises la **région de l'Ortler** comprise entre le Val Camonica et le Passo Tonale au S et le Pintschgau au N. Il a constaté dans cette région la présence de trois nappes superposées :

1^o Une nappe inférieure constituée par les phyllades de Bormio, du Verrucano peu épais, du Trias qui affleure au-dessus de Bormio sur la route du Stelvio et dans la gorge de l'Adda et du Braulio, enfin du Lias. C'est le Trias de cette nappe qui forme les sommets entre le Stelvio et le Val Zebbru et la crête qui s'étend de l'Ortler à la Hochleitenspitze.

2^o Une seconde nappe formée de phyllades, de gneiss et de Trias, qui recouvre la précédente au N et à l'W, et constitue le Piz Umbrail, est représentée par des lambeaux au Ciavatlatsch et au Costainas et se prolonge au N du Münsterthal jusqu'aux montagnes qui dominent l'Inn au SE.

3^o Une nappe supérieure de phyllades et de gneiss qui se superpose au Trias précédent au Piz Chazfora, da Rims, Lad et au Piz Umbrail.

Ces plis s'enracinent au S dans la zone comprise entre Passo Tonale et Santa Catarina ; il se prolongent au N jusqu'aux Alpes septentrionales.

A propos de la région des **schistes calcaires de la Basse-Engadine** M. P. TERMIER (74) insiste une fois de plus sur le caractère de fenêtre d'érosion qu'elle présente. Partout les calcschistes s'enfoncent sous les phyllades de la quatrième nappe et presque partout on trouve entre les phyllades et les calcschistes des couches triasiques d'épaisseur très variable qui représentent la troisième nappe du Zillerthal, tandis que les calcschistes appartiendraient à la seconde. L'idée de considérer cette région comme déprimée et recouverte par les massifs voisins ayant poussé au vide ne peut se soutenir, d'après l'auteur, qu'en supposant des dislocations invraisemblables et en faisant abstraction de la tectonique générale des Alpes grisonnes et autrichiennes. D'autre part les schistes calcaires considérés par M. Paulke comme crétaciques et tertiaires, doivent représenter ici encore une série compréhensive.

Enfin je me contenterai de citer ici une dernière note de M. P. TERMIER (75) dans laquelle l'auteur établit les raccords entre la région de l'Ortler et celle des Hohe Tauern, montrant que suivant ces deux profils on retrouve avec des caractères semblables la zone des racines, la zone de passage des plis aux nappes et la zone des nappes.

L'interprétation que M. Termier a donnée des Alpes orientales et de la tectonique alpine en général a suscité une vive opposition dans le milieu des géologues autrichiens et a provoqué de la part de M. C. DIENER (42) une réponse extrêmement vive.

Cet auteur commence par montrer l'absence complète d'arguments absolus qui puissent servir de base à la stratigraphie établie par M. Termier pour les diverses formations de la Schieferhülle. Les calcaires marmoréens et les quartzites, que l'auteur français attribue tous au Trias, sont certainement en partie paléozoïques, et ceci est le cas tout particulièrement du « Hochstegenkalk ». D'autre part l'identification des calcschistes de la Schieferhülle avec les schistes lustrés, basée simplement sur une analogie lithologique, n'a pas de valeur, ces mêmes calcschistes présentant d'un autre côté une analogie tout aussi accusée avec des formations incontestablement paléozoïques des Alpes orientales.

M. Diener soutient ensuite la thèse que, si la Schieferhülle était constituée comme M. Termier l'a admis de nappes empilées de terrains paléozoïques, triasiques et jurassiques, ces nappes devraient s'enraciner au N et non au S ; en effet tandis que le massif cristallin du Hohe Tauern-Zillertal s'enfonce normalement au N sous son revêtement sédimentaire, il est déversé au S par dessus la partie méridionale de ce revêtement. Quant au massif de l'Oetzthal, considéré par M. TERMIER comme une nappe supérieure, il représente un massif central typique.

Admettant que le point de départ de son confrère français pour son interprétation des Alpes orientales a été la notion, développée par M. Rothpletz et par M. Lugeon, que le massif de la Silvretta et les chaînes calcaires du Rhæticon appartiennent à une vaste nappe de charriage supérieure aux nappes suisses, M. Diener s'efforce de montrer que la bordure septentrionale du Rhæticon et des Alpes calcaires septentrionales ne porte aucune trace d'un chevauchement si étendu, et que dans l'intérieur du Rhæticon il n'existe aucune formation qui puisse être attribuée au soubassement

d'une nappe charriée. En outre l'inflexion au S de la direction des plis dans la partie occidentale du Rhæticon correspond à une inflexion semblable dans les chaînes à faciès helvétique du Vorarlberg et cette concordance parle en faveur du caractère autochtone du premier.

Enfin M. Diener invoque comme arguments particulièrement importants contre la théorie des grandes nappes de charriage dans les Alpes orientales d'abord le fait que les couches de Lunz, qui ont un faciès pélagique dans la région médiane des Alpes calcaires septentrionales, passent vers le N comme vers le S à un faciès de plus en plus littoral, ensuite le fait que les couches sénoniennes de Gosau, qui sont développées dans des dépressions synclinales des Alpes calcaires, se raccordent par une transformation graduelle au faciès préalpin du même niveau tel qu'il existe plus au N dans la grande zone du Flysch. Ces deux faits s'expliquent tout naturellement si l'on admet que le Trias et le Crétacique se sont déposés sur leur emplacement actuel, soit entre les Alpes cristallines et la bordure méridionale du massif bohémien ; ils seraient incompréhensibles, si les Alpes calcaires faisaient partie d'une nappe charriée amorcée au S de la Schieferhülle.

D'autre part M. W. KILIAN (50) s'est attaché à montrer le peu de probabilité de l'hypothèse d'un chevauchement des Dinarides par dessus les Alpes, admis par M. Terrier comme cause déterminante de la formation des nappes alpines. Non seulement il ne resterait aucun vestige de cette nappe des Dinarides, mais plusieurs traits caractéristiques des Alpes delphino-provençales ne concordent pas avec une semblable conception, en particulier le déversement général vers l'E des plis du versant oriental de ces chaînes.

L'auteur admet pour le massif du Pelvoux les phases de dislocation suivantes : d'abord formation de plis tous couchés au N en forme de nappes, puis replissement de ces nappes superposées, enfin formation dans la région orientale du massif de plis en retour déterminés par un affaissement de la plaine piémontaise et déversés vers celle-ci.

La structure en éventail, créée par la formation de ces plis en retour date donc de la dernière phase du plissement, elle est postérieure à la formation des nappes à racines externes, et n'a été suivie d'aucun chevauchement de nappe interne par dessus le massif du Pelvoux.

Alpes calcaires méridionales. — M. A. VON BISTRAM (40) a publié une étude de la région des chaînes triasiques situées au N du lac de Lugano entre la vallée de l'Agno et Porlezza. Ce territoire se subdivise normalement en deux zones dirigées à peu près E-W ; l'une au N est formée essentiellement de schistes précambriens, l'autre au S est presque entièrement dolomitique. Au point de vue stratigraphique on distingue les formations suivantes :

1° Les phyllades précambriennes, qui constituent la zone septentrionale, sont interrompues brusquement par une faille qui les fait butter contre les sédiments mésozoïques.

2° Le Verrucano se superpose en général directement sur les phyllades, par places il en est séparé par des nappes de porphyres, analogues à celles qui prennent un si grand développement plus au S. Il est constitué par des grès et des conglomérats riches en éléments quartzeux et micacés et appartient peut-être en partie au Trias.

3° Le Trias incontestable débute par un complexe dolomitique bien stratifié à la base et devenant massif vers le haut, qui correspond au niveau d'Esino et que l'auteur désigne sous le nom de dolomies inférieures ; ce complexe existe au S. Salvatore, il prend un grand développement au S du lac de Lugano dans les environs de Campione et au Sasso Rancio dans la région du lac de Côme. Au-dessus de ces dolomies les couches de Raibl ne prennent pas une extension importante en dehors des environs du lac de Côme ; elles sont constituées par des calcaires gris, jaunâtres ou rouges associés à des grès, des corngneules et du gypse. Enfin toute la partie supérieure du Trias est représentée par la dolomie principale, soit par une série épaisse de 1000 à 1200 m. de dolomies grises ou jaunâtres en gros bancs, qui contiennent *Worthenia solitaria* Ben., des *Megalodon* et *Gyroporella vesiculifera* Gumb. Lorsque les couches de Raibl font défaut la délimitation des dolomies inférieures et de la dolomie principale devient très difficile. A sa partie supérieure cette dernière passe à des calcaires dolomitiques plaquetés (Plattenkalk). Ce Trias supérieur constitue en grande partie les chaînes de la rive septentrionale du lac entre Lugano et Porlezza.

4° L'Infralias débute par des marnes bitumineuses à *Avicula contorta* du reste assez riches en fossiles ; puis ces couches deviennent de plus en plus calcaires et dolomitiques et passent à de véritables dolomies à *Conchodon*. Ces forma-

tions rhétiennes sont bien développées sur les deux versants de la dépression Porlezza-Menaggio ; elles manquent par contre à l'W de la ligne Lugano-Mendrisio, à partir de laquelle le Lias repose directement sur la dolomie principale.

5° Le Lias est relié dans les environs de Lugano aux calcaires à Conchodon par une transition graduelle ; il est représenté par une succession de calcaires siliceux contenant souvent en grande quantité des fossiles silicifiés. C'est lui qui forme la rive du lac entre Castagnola et Albogasio ; il existe en outre au Monte Bre et au Monte Bolgia. Ces couches doivent être homologuées aux étages hettangiens et sinémuriens.

6° Des moraines et des blocs erratiques se retrouvent un peu partout dans la région étudiée par M. de Bistram. En se basant sur leur répartition on doit admettre qu'un tronç de glacier important y pénétrait par la dépression de Menaggio-Porlezza. Quant à l'origine du lac de Lugano elle paraît être due essentiellement à l'action des glaciers ; il n'existe en tous cas aucune dislocation tectonique qui puisse en être la cause.

Au point de vue tectonique les Alpes dolomitiques des environs de Lugano se trouvent près de la bordure septentrionale des Alpes calcaires méridionales, auxquelles appartiennent les massifs du Mont-Generoso et de l'Alta Brianza ; elles sont séparées de la région des phyllades située plus au N par une faille qui passe vers l'W à la grande faille, dirigée NNE-SSW, de Lugano.

La direction des couches dans le territoire étudié est WNW-ESE et le plongement se fait uniformément au SSW. De nombreuses irrégularités proviennent du reste de la présence de tout un réseau serré de failles, dont les unes sont parallèles à la direction des plis, les autres transversales. Pourtant d'une façon générale les formations se succèdent par ordre d'ancienneté du N au S.

La région de Lugano se distingue des territoires voisins, dont elle est séparée par des failles, d'abord par des différences d'ordre lithologique et stratigraphique, en particulier par l'absence de grandes nappes de porphyres à la base du Verrucano et par le grand développement qu'y prend le Lias inférieur calcaire. Au point de vue tectonique il semble qu'il y ait une relation entre les dislocations observées ici par M. de Bistram et celles qui existent dans la région limite des Alpes occidentales et orientales.

Alpes valaisannes. La géologie de la chaîne du Simplon n'a pas donné lieu en 1904, à de nouvelles publications d'ordre purement scientifique. M. H. SCHARDT (67) s'est contenté d'imprimer à nouveau dans les *Eclogæ* la notice historique sur les diverses interprétations tectoniques de ce massif données depuis Studer jusqu'à nos jours, notice qui a été signalée dans la Revue pour 1903 (N° 45). Par contre un conflit ayant surgi entre la direction technique du tunnel du Simplon et la commission géologique attachée aux travaux, M. ED. SULZER-ZIEGLER (70), à propos d'une conférence générale sur le forage du tunnel, a abordé avec un peu trop d'aigreur la question des expertises géologiques qui ont précédé le commencement des travaux, se plaignant des déceptions innombrables qu'avaient occasionnées les pronostics des géologues, et montrant comment les profils établis avant le forage se sont trouvés complètement faux, comment les venues d'eau ont été beaucoup plus abondantes qu'on ne l'avait prévu et enfin comment la température dans les régions médianes du tunnel a de beaucoup dépassé les évaluations.

M. H. SCHARDT avait déjà partiellement répondu d'avance aux reproches faits par M. Sulzer-Ziegler dans sa notice historique précitée et dans une conférence faite à la Session annuelle de la Société helvétique des sciences naturelles. Dans cette conférence (66) il a refait l'historique de la question du Simplon et exposé les principales données sur les venues d'eau dans le tunnel, telles qu'il les avait publiées précédemment (voir Revue pour 1903, Nos 38 et 45). A propos de la température dans la profondeur, il a montré que l'évaluation notablement trop basse qui avait été admise est due d'abord à ce qu'on avait estimé la température superficielle du sol à 5° au-dessous de la réalité, ensuite à ce que la position horizontale des couches dans toute la partie médiane du tunnel occasionne une réduction de longueur notable dans le degré géothermique, un fait qui était totalement inconnu avant les travaux du Simplon.

D'autre part M. A. HEIM (44) n'a pas voulu, comme président de la commission géologique du Simplon, laisser sans réponse les observations de M. Sulzer-Ziegler. Dans sa réplique, publiée par les *Eclogæ*, il reprend les rapports d'expertises rédigés successivement en 1878 par MM. E. Renavier, C. Lory et lui-même, puis en 1882 par les mêmes

plus M. Taramelli, et enfin en 1891 par M. H. Schardt; il montre que ces rapports concluent tous à une extrême complication pour la structure géologique du Simplon, complication qui donne un caractère hypothétique à une grande partie des profils établis et qui nécessiterait une exploration approfondie de toute la chaîne. Or non seulement les travaux du tunnel ont été commencés en 1898 sans que cette exploration détaillée demandée par les géologues ait été faite, mais encore le profil officiellement adopté par l'entreprise est une mauvaise copie de celui établi en 1891 par M. Schardt, faite sans tenir compte des publications ultérieures, qui montraient pourtant clairement la possibilité d'interprétations très différentes.

Tous les rapports d'experts admettaient que dans le tunnel le tronçon N couperait sur 3000 à 4000 m. des calcschistes et des schistes argileux fortement redressés, et que le tronçon S traverserait sur 6000 à 6500 m. du gneiss en couches presque horizontales; ils supposaient dans la partie médiane longue d'environ 10 km. des alternances de schistes variés avec des plongements différents, et faisaient toutes les réserves sur les surprises possibles dans cette région en tous cas très compliquée. Sauf une réduction marquée du trajet dans le gneiss d'Antigorio du côté S ces prévisions se sont réalisées. En outre la traversée de plusieurs bancs calcaires intercalés dans les schistes et la possibilité de venues d'eau importantes sortant de ces bancs avaient été prévues par les géologues experts, ainsi que la présence de gypse dans le voisinage des calcaires. L'existence possible dans la roche de régions pulvérisées donnant lieu à de violentes pressions avait été envisagée, tandis qu'il avait été annoncé que le tunnel ne rencontrerait ni de grandes masses de formations meubles (erratiques) ni des roches particulièrement dures. En somme les difficultés rencontrées par l'entreprise et non prévues se réduisent à deux: d'une part le développement très grand que prend en profondeur le sulfate de chaux et le caractère anhydre qu'il présente, de l'autre la présence dans l'axe du tunnel en plein gneiss de la fameuse « Druckstelle »; or ces deux difficultés sont de celles qu'aucun géologue ne peut annoncer d'une façon précise.

Il est clair maintenant que l'interprétation théorique du Simplon s'est complètement modifiée depuis l'époque des expertises, et l'évolution des idées dans ce domaine s'explique suffisamment par la difficulté du sujet.

La question de la température de la roche a été évidem-

ment résolue d'une façon inexacte, l'erreur étant due ici à la fois à une évaluation trop basse de la température superficielle et à une estimation exagérée de la longueur du degré géothermique, influencée ici d'une façon défavorable par la position horizontale des schistes dans le tronçon médian du tunnel.

Alpes orientales. — D'après un rapport géologique de M. CHR. TARNUZZER (71) nous connaissons maintenant le profil géologique du **tunnel de l'Albula** qui relie la vallée d'Albula au Val Bevers. Le tunnel traverse de l'W à l'E les formations suivantes :

1° Calcschistes et marnes	(longueur 1097 m.)
2° Dolomie cellulaire	(» 111 m.)
3° Schistes de Casanna	(» 52 m.)
4° Granite de l'Albula	(» 4346 m.)
5° Moraine de fond	(» 92 m.)
6° Eboulis granitiques	(» 168 m.)

Ce profil établi par les travaux coïncide du reste presque exactement avec celui établi d'avance par M. Heim avec cette différence que la dolomie cellulaire a une épaisseur supérieure aux prévisions.

Les schistes calcaires et marneux sont disposés en lits très variables au point de vue des quantités relatives de carbonate de chaux et d'éléments argileux ; ils sont généralement de couleur foncée à cause de leur forte teneur en matières bitumineuses. La direction des couches est E-W à l'entrée du tunnel, mais varie assez notablement dans l'intérieur ; le plongement se fait d'abord au S, puis devient vertical et se fait finalement au N, marquant un synclinal aigu. Du reste il est certain que les schistes présentent de nombreux plissements secondaires. L'âge de ces schistes paraît être triasique, quoique l'absence complète de fossiles ne permette pas de le certifier. De nombreuses venues d'eau se sont produites dans ce complexe et des sources superficielles ont par suite tari à Preda et sur les hauteurs de Palpuogna.

La dolomie cellulaire correspond à la corgneule inférieure du Virglorien ; elle contient des fragments de granite vert. Cette roche a offert d'innombrables difficultés du fait soit de son peu de consistance, soit de la quantité d'eau dont elle était imprégnée. Le plongement est constamment au N.

Les schistes de Casanna comprennent un complexe de phyllades, de schistes micacés, sérinitiques, chloriteux et

amphiboliques. Ces schistes d'abord finement littés au contact de la dolomie, deviennent de plus en plus compacts à l'approche du granite. Le plongement se fait ici encore au N.

Le granite bien connu de l'Albula est formé de gros grains vitreux de quartz, d'orthoses blanches, de plagioclases verdâtres et d'amas de biotite brune, à laquelle s'associe un peu d'amphibole. Sa structure est assez variable, le grain étant tantôt grossier tantôt moyen; d'autre part le granite franc passe vers la périphérie à une variété gneissique dynamo-métamorphique. D'assez nombreux filons aplitiques et porphyriques traversent la roche. A 1057 m. du portail S la galerie a atteint une variété de granite caractérisée par la coloration rouge des orthoses.

Mais la constatation la plus intéressante faite dans la région granitique du tunnel consiste dans la découverte entre 1931 et 1996 m. à partir du portail S, par conséquent en plein granite, d'un lambeau important de marnes et d'argiles probablement triasiques. Ces couches plongent fortement au S.

Au contact avec le granite, elles s'enchevêtrent avec celui-ci, de sorte qu'il se produit une pénétration réciproque des deux milieux. L'auteur admet que ce lambeau a été entraîné par le granite lors de son intrusion, qui ne pourrait donc pas être plus ancienne que le Trias supérieur; puis les plissements alpins, en comprimant le massif granitique, auraient encore compliqué les relations entre la formation sédimentaire et le milieu encaissant.

Le trajet du tunnel dans le granite n'a rencontré que fort peu de venues d'eau, dont les seules un peu importantes se sont trouvées au-dessous de la dépression marécageuse Albula-Weissenstein.

Sur le versant oriental, le granite est recouvert par une couche assez épaisse de moraine de fond déposée par le glacier du Val Bevers, puis par de l'éboulis granitique.

La température maximum de la roche dans le tunnel a été de 15°, au-dessous du Pitz-Giumels, ce qui correspondrait à un degré géothermique de 58 à 59 m. La plupart des sources ont montré une température comprise entre 11 et 12°.

L'école géologique de Fribourg en Brisgau continue ses explorations méthodiques dans les Alpes grisonnes et nous lui devons cette année deux monographies consacrées à cette région. La première de ces études est due à M. W. SCHILLER (69) et concerne le **Massif de la Lischanna** à l'E de la Basse-Engadine.

Le soubassement cristallin dans ce territoire, dont l'auteur n'a du reste pas entrepris l'étude détaillée, est formé essentiellement de gneiss, de micaschistes et de granites; parmi ces derniers on peut distinguer un premier type voisin du granite du Julier, qui est développé vers l'W du côté de l'Inn, et un second type caractérisé par ses grands cristaux d'orthose (jusqu'à 5 cm. de longueur), qui lui donnent un aspect oeilé; cette dernière roche existe particulièrement dans le massif de Sesvenna.

L'on trouve en outre dans le cristallin des roches dioritiques, des filons de quartzporphyres gris et de porphyrites, et des diabases. Les schistes de Casanna sont le plus souvent impossibles à séparer des schistes cristallins plus anciens, faute de base soit tectonique, soit lithologique.

La série sédimentaire débute par les grès et conglomérats rouges et verts, riches par places en galets de quartzporphyre du **Verrucano**, qui représentent ici le Permien, et qui se terminent à leur partie supérieure par un complexe d'argiles schisteuses rouges et vertes (Servino).

Le Trias commence par des grès jaunâtres avec bandes argileuses, qui se distinguent du Verrucano par l'absence d'éléments porphyriques; de siliceux qu'ils sont à la base, ils deviennent de plus en plus dolomitiques vers le haut et passent ainsi à la **Untere Rauhwaacke**. Tandis que ces deux niveaux inférieurs n'ont qu'une extension localisée, le Trias moyen, formé de calcaires dolomitiques foncés, de dolomies et de schistes calcaires noirs à Diplopores et Dadocrinus, existe d'une façon beaucoup plus générale. Sur ces couches désignées sous le nom de Muschelkalk repose directement le **calcaire dolomitique du Wetterstein**, qui forme un puissant massif bien stratifié atteignant 150 à 200 m. d'épaisseur; on trouve ici des Diplopores et un assez grand nombre de Gasteropodes, Lamellibranches et Brachiopodes indéterminables.

Le calcaire du Wetterstein est quelquefois surmonté directement par la dolomie principale; plus souvent il est séparé de celle-ci par une série d'argiles bariolées, auxquelles sont associés en quantité variable des schistes calcaires, des dolomies et des corgneules et qui correspondent aux **couches de Raibl**. L'auteur donne ici plusieurs profils qui montrent la variabilité de ce complexe.

La **dolomie principale** est constituée par une dolomie grise finement cristalline ou compacte, en gros bancs, et atteint

jusqu'à 1000 m. de puissance ; elle contient par places d'assez nombreuses coquilles de *Megalodon*.

Contrairement à une assertion de Gumbel, les couches de Kössen manquent partout dans la région, et la dolomie principale est recouverte directement par un complexe transgressif formé dans des proportions très variables de brèches à éléments dolomitiques et contenant des débris de *Pentacrinus* et d'*Apiocrinus*, de calcaires plaquetés gris, roses ou blancs et d'argiles rouges. Ces dépôts contiennent quelques fossiles qui permettent de les attribuer au Sinémurien et probablement en partie à l'Hettangien. Ils manquent parfois complètement et dans ce cas la dolomie principale est recouverte par des schistes argileux, gris, qui se rattachent nettement par leur faciès et leur faune aux schistes d'Algäu. On y trouve des débris de Radiolaires et de Spongiaires, de gros *Inoceramus ventricosus* Sow., des Arietidés, des Harpoceratidés, etc....

Ces schistes de l'Algäu représentent le Lias moyen ; leur dépôt a été suivi par une longue interruption de la sédimentation, qui n'a repris qu'avec la zone à *Asp. acanthicum*. Celle-ci est représentée par un calcaire gris, très riche en fossiles, dont il ne subsiste du reste que deux lambeaux très petits reposant sur la brèche sinémurienne, l'un dans le haut du Val Lischanna, l'autre au-dessous du sommet du Piz-Schalambert. La faune récoltée dans ces deux gisements comprend :

<i>Trochocyathus truncatus</i> Zittel.	<i>Lytoceras sutile</i> Op.
<i>Rhynchotheutis</i> cf. <i>Suessi</i> Neum.	<i>Phylloceras</i> ex. af. <i>serum</i> Op.
» <i>tenuis</i> Neum.	<i>Aptychus sublævis</i> (?) Stop.
<i>Aspidoceras</i> <i>Haynaldi</i> Herbich	» <i>profundus</i> Stop.
<i>Perisphinctes plebejus</i> Neum.	» cf. <i>Beyrichi</i> Op.
» <i>fasciferus</i> Neum.	<i>Belemnites</i> ex. af. <i>hastatus</i> Sow.
<i>Oppelia</i> <i>Schwageri</i> Op.	» <i>ensifer</i> Op. (peut-être
» <i>Holbeini</i> Op.	aussi Bel. <i>Gemellaroi</i> Zittel).

Ce calcaire suprajurassique forme des couches tantôt plus, tantôt moins marneuses, à certains niveaux il contient des Radiolaires en si grande abondance, qu'il passe au calcaire à silex. L'auteur en a relevé un profil détaillé vers le glacier du haut Val Lischanna. D'après la répartition de blocs isolés on peut admettre qu'il avait une extension générale.

M. Schiller attribue avec doute au Néocomien une couche de calcaire alternativement marneux et siliceux très riche en Radiolaires, mais sans fossile déterminable, qui se superpose

au Malm du Val Lischanna. Avec ce dépôt se termine la série sédimentaire dans les Alpes calcaires à l'E de l'Inn.

Sur le versant SE de la vallée de l'Inn, on trouve soit au-dessous de la masse chevauchante de gneiss, soit dans l'intérieur de celle-ci sous forme d'écaillés intercalées entre deux chevauchements, un ensemble de formations, qui comprend d'une part des péridotites plus ou moins complètement transformées en serpentine et d'âge plutôt récent, d'autre part des schistes lustrés. Parmi ceux-ci il faut distinguer d'un côté les schistes lustrés proprement dits, gris, plus ou moins argileux ou calcaires, devenant gréseux ou bitumineux par places, en général riches en traces de Fucoïdes, de l'autre côté les schistes bigarrés (*bunte Schiefer*), gris, jaunes, rouges et surtout verts, tantôt calcaires, tantôt siliceux et sériciteux, qui sont caractérisés surtout par l'intercalation de couches de gypse à fragments dolomitiques. M. Schilling montre l'absence complète d'arguments absolus, qui permettent de fixer ici l'âge des schistes lustrés proprement dits, il considère pourtant leur assimilation au *Flysch* comme la solution la plus probable. Quant aux schistes bigarrés, leur âge est plus problématique encore.

Au point de vue tectonique, la région des Alpes calcaires à l'E de la Basse-Engadine représente une énorme lame chevauchante de Cristallin, de Trias et de Jurassique, qui recouvre les schistes lustrés de la rive gauche de l'Inn, qui a été replissée en elle-même de façon à donner lieu à plusieurs chevauchements successifs et qui a subi un affaissement d'ensemble. Sur cette lame une nouvelle série, formée essentiellement de terrains cristallins et amorcée au SE, est venue se superposer; la bordure actuelle de cette nappe supérieure, déterminée par l'érosion, passe par le Piz Lad, le versant W du Nockenkopf et du Griankopf et le versant N du Piz Sesvenna. Parmi les nombreux chevauchements de la région, le cas le plus intéressant est celui, où des couches plus récentes ont été repoussées en discordance plus ou moins accentuée sur des formations plus anciennes. L'auteur adopte pour ce genre de dislocation le terme de **supérglisement** (*Uebergleitung*).

La formation des lames chevauchantes a dû être précédée ici comme ailleurs par le développement de plis simples sans chevauchements ni laminages importants. La trace de cette première phase de dislocations est comme de juste surtout nette dans le Verrucano et le Trias; en particulier, suivant

une ligne qui passe au N du Piz Pisoc, du Piz Lischanna et du Piz Schalambert le Trias dessine un synclinal très régulier.

Entre cette zone des plis normaux du Trias et les schistes lustrés de la Basse-Engadine s'intercale une zone imbriquée avec plongement général au SE, dans laquelle on peut reconnaître trois plans principaux de chevauchement et laminage. Le premier en partant du S est limité entre le Val Lischanna et le versant N du Piz Lavetscha; il est marqué par la disparition entre le gneiss et les couches de Raibl superposées de tout le Muschelkalk et de la plus grande partie des dolomies du Wetterstein. Le second plan de chevauchement, le plus important, coïncide avec la limite stratigraphique du faciès schistes lustrés et du faciès austro-alpin; il est marqué par le chevauchement du gneiss sur une zone écrasée de schistes lustrés et de serpentines; il se suit depuis les bords de l'Inn au S de Sent jusqu'au pied du P. Lavetscha. Les schistes lustrés chevauchés ici sont supportés par une zone de granite et de gneiss qui recouvre à son tour mécaniquement le complexe principal des schistes lustrés de la rive gauche de l'Inn; le plan de chevauchement suit d'abord la rive gauche entre Crusch et Sent, puis traverse la rivière entre Sent et Pradella; il disparaît près de Vulpera sous l'éboulis.

Sur le massif triasique à plissement normal se superpose en discordance une nappe, plongeant d'une façon générale faiblement au SE, de brèche liasique, de schistes du Lias et à certains endroits de Tithonique. La discordance ne peut être ici stratigraphique et dépendre de plissements antérieurs au dépôt du Lias; elle doit résulter d'un glissement du Lias par-dessus des tranches de couches triasiques et par places le plan de glissement est très nettement marqué par le polissage des couches. Cette poussée du Lias vers le NW par-dessus le Trias est particulièrement nette dans les massifs du Piz S. Jon, du Piz Lischanna et du Piz Ayuz; elle a été évidemment déterminée par le chevauchement d'une nappe supérieure formée surtout de gneiss avec un peu de Trias et de Verrucano, dont les principaux lambeaux se trouvent au Piz Rims et au Piz Cornet. Ces lambeaux et la région radicale de la même nappe sur le versant N du Griankopf sont séparés des formations liasiques sous-jacentes par une zone de broyage dans laquelle sont emmêlés des schistes cristallins et les divers sédiments du Trias et du Lias.

La région porte dans son ensemble la trace des deux plis-

sements croisés, qu'on peut considérer comme contemporains, l'un principal avec une direction WSW-ENE, l'autre secondaire avec une direction à peu près perpendiculaire. Les plis de ces deux systèmes semblent du reste se raccorder parfois par inflexion les uns aux autres.

Après cet exposé de la tectonique générale, M. Schiller donne en détail la description des profils les plus importants :

Le Val d'Uina montre du NW au SE une coupe fort instructive ; vers son entrée, il traverse une sorte de grande voûte de gneiss, puis il coupe un synclinal de Muschelkalk plongeant d'une façon générale au SE ; ensuite tout le fond de la vallée, jusqu'en amont d'Uina dadaint, est creusé dans le gneiss et les micaschistes, sur lesquels se superposent normalement la série triasique qui forme d'une part le Piz Schalambert dadora, de l'autre tout le soubassement du Piz Ajuz et le mont Radond. Mais vers le SE, cette série est supprimée et le cristallin est directement recouvert par une masse chevauchante de Hauptdolomit, qui forme en particulier le massif du Piz Schalamber dadaint et qui supporte des lambeaux de brèche liasique et de Malm. Le contact entre la brèche liasique et le Trias est très irrégulier et semble indiquer que le Trias formait des îlots dans la mer liasique.

Cette série chevauchante et très fortement disloquée s'enfonce vers l'E sous un pli supérieur de gneiss qui forme la chaîne du Griankopf et de la Rasass-Spitz.

Plus au SW les deux coupes fournies par le Val Chazet et le Val Triazza permettent de reconnaître, que le gneiss de l'entrée du Val d'Uina est en chevauchement sur une zone de schistes lustrés, supportée par une zone inférieure de gneiss qui elle-même chevauche sur les schistes lustrés du flanc gauche de la vallée. Le synclinal de Trias s'évase ici beaucoup plus par suite de l'importance beaucoup moindre de l'érosion, il comprend l'ensemble de la série triasique et forme tout le soubassement du Piz Ajuz et du Piz Lischanna.

Les sommets du Piz Ajuz, du Piz Triazza et du Piz Lischanna sont formés essentiellement par la brèche liasique reposant d'une façon très irrégulière sur le Trias supérieur, replissée sur elle-même et contenant plusieurs synclinaux de Lias supérieur schisteux. Au S du Piz Triazza et du Piz Lischanna, on voit la brèche liasique s'enfoncer au SE sous les schistes liasiques et sous le Malm, puis sur ce dernier vient s'appuyer un lambeau chevauché de dolomie principale et

de gneiss en série renversée. La nappe supérieure, dont ce Trias et ce gneiss sont un témoin, est représentée encore au sommet et sur le versant S du Piz Rims par un grand lambeau de gneiss reposant sur le Lias ; elle devait primitivement se continuer à l'E jusque dans le massif gneissique du Griankopf et de la Rasass-Spitz.

Dans le bas du Val Lischanna on retrouve le chevauchement deux fois répété du gneiss sur les schistes lustrés ; puis, sur la seconde lame de gneiss se superpose la série triasique normale, dans laquelle est creusé tout le haut de la vallée, et qui dessine un large synclinal, prolongement du synclinal triasique du bas du Val d'Uina. La brèche et les schistes liasiques qui forment le Piz Lischanna et le sommet N du Piz S. Jon sont visiblement chevauchés sur le Trias, sur lequel ils reposent en discordance, et ils sont plusieurs fois repliés sur eux-mêmes. Enfin, sur ce Lias, énergiquement disloqué, on retrouve au Piz S. Jon un lambeau de recouvrement réduit à l'état de gigantesque brèche de dislocation et formé de Trias, de Verrucano, de schistes de Casanna et de gneiss. Ce nouveau témoin de la nappe supérieure affleure sur l'arête depuis le sommet N jusqu'au dessus d'Ils Laiets.

Le bas du Val Scarl présente ceci d'intéressant que, au-dessus de la seconde lame de gneiss, le Muschelkalk a été supprimé par laminage et le calcaire du Wetterstein notablement réduit. La dolomie principale y prend, au contraire, un énorme développement, qui s'explique du reste par les plissements qu'elle a subis. Elle forme, en effet, un synclinal dans le Piz Lavetscha, puis un anticlinal probablement complexe avec des cœurs anticlinaux de calcaire du Wetterstein sous le Piz Pisoc et le Piz S. Jon.

Sur le versant S du Piz Pisoc et du Piz Madlein on voit la dolomie principale plongeant au NW, s'appuyer sur une zone imbriquée et très compliquée, formée des divers niveaux du Trias moyen et inférieur, qui semble représenter des têtes de plis plongeant au NW. Cette zone, énergiquement plissée, se termine à la base par une série normale de Trias inférieur et de Verrucano, qui s'appuie avec un plongement au NW sur le granite de Sesvenna.

M. Schiller termine son étude par quelques renseignements sommaires sur les sources de Schuls Tarasp, sur la caolinisation du gneiss de la Glemgia et sur les quelques gisements de minerais de la région. Il conclut en montrant que les Alpes calcaires, à l'E de l'Inn, représentent une région d'abord recouverte par une nappe de terrains cristallins venue du SE,

puis affaissée sous cette couverture. Pendant le charriage de la nappe de gneiss, les formations autochtones ont été plissées et disloquées en chevauchements successifs. Outre les plis perpendiculaires à la poussée venue du SE on trouve des traces de plis dirigés NW - SE.

L'étude de M. Schiller est comme complétée par un travail de M. W. PAULKE (55) qui traite de la région des **schistes de la Basse-Engadine**. L'auteur débute par une description stratigraphique des niveaux successifs qu'il a reconnus ; ce sont :

L'*Archéen* est représenté par des gneiss, des micaschistes et des schistes amphiboliques.

Le *Paléozoïque* comprend :

a) Schistes de Casanna, phyllades grises très riches en éléments micacés avec lentilles de quartz, sans calcaire.

b) Série peu épaisse de grès fortement micacés et schisteux par places, qui correspondent probablement à la partie supérieure du Verrucano.

Le *Trias* comprend d'abord, un complexe formé de corneules, de gypse et de schistes bigarrés, qui existe entre le Fimberthal et le Samnaun ; les schistes sont en général plus siliceux et moins calcaires que les schistes lustrés avec lesquels on les confond facilement. D'autre part, le Trias est représenté à la Stammerspitz par un grand lambeau de recouvrement superposé aux schistes lustrés, dans la composition duquel entrent des calcaires du Wetterstein, de la dolomie principale et du Rhétien. Le niveau de Wetterstein est formé par des lits alternants de calcaires, de dolomies et d'argiles schisteuses se poursuivant sur 150 m. environ et contenant des *Lithodendron* et des Brachiopodes indéterminables ; il se termine par une assise plus argileuse, qui correspond peut-être aux couches de Raibl. La dolomie principale est foncée, bien stratifiée, épaisse de 200 à 280 m., sans fossiles. Le Rhétien comprend des couches alternantes de marnes et de calcaires dans lesquelles on trouve d'assez nombreux débris de Lamellibranches.

Le *Jurassique* paraît n'être représenté que par le Lias. Celui-ci est constitué essentiellement par des calcaires à Crinoïdes ; on peut y distinguer de bas en haut :

a) Marnes grises schisteuses.

b) Calcaire spathique à *Terebr. vicinalis-arietis* et *Arietites ex af. Bucklandi*.

c) Calcaire rougeâtre à *Ostrea obliqua* et à Belemnites.

d) Calcaire spathique jaunâtre à *Pentacrinus tuberculatus*, divisé en deux parties par une assise gréseuse à concrétions spongieuses de silice.

Ces dépôts liasiques, qui atteignent une épaisseur de 80 m., se suivent depuis le versant oriental du Fluchthorn, dans la région du Fimberthal, tout le long du soubassement de la nappe chevauchante de schistes cristallins. Par leur facies ils se rapprochent du type d'Adneth et des calcaires à Crinoïdes du Lias des Klippes.

Les *schistes calcaires* de la Basse-Engadine, considérés par Theobald comme Lias, sont en réalité beaucoup plus récents, comme on peut le déduire soit de leur position tectonique, soit surtout de leur caractère paléontologique. L'auteur y a, en effet, trouvé de nombreux bancs d'une brèche échinodermique contenant, entre autres Foraminifères, *Orbitulina lenticularis* associée à *Diplopora Mühlbergi*, et en conclut que l'ensemble du complexe correspond à l'Urigo-aptien. Les schistes sont argilo-calcaires, riches en mica et contiennent des Fucoïdes; outre les brèches échinodermiques ils renferment des intercalations de schistes calcaires et de brèches grossières à éléments dolomitiques. Ils peuvent être homologués avec les formations semblables signalées par M. Lorenz dans le Rhæticon-Prättigau et aux calcaires échinodermiques de Sanct-Antonien et de Küblis, que M. C. Schmidt a décrits récemment comme triasiques. Ils prennent un grand développement au-dessous du Lias, dans la région du Fimberthal; du reste, l'analogie très grande que présentent ces formations schisteuses avec d'autres dépôts du même territoire, rend leur distinction souvent très difficile, et il est impossible de savoir, d'autre part, jusqu'à quel point le Crétacique supérieur et moyen n'y est pas aussi compris.

Le *Flysch* est représenté, dans la Basse-Engadine, par un ensemble de schistes, de grès riches en calcaire et de brèches polygéniques, qui rappelle absolument le Flysch des Alpes septentrionales; la détermination de ces dépôts, comme Flysch, n'est du reste confirmée, jusqu'ici, par aucune découverte de fossile caractéristique.

Dans la zone de contact des schistes de la Basse-Engadine et des masses cristallophylliennes qui les chevauchent, apparaissent toute une série de roches basiques plus ou moins métamorphisées, gabbros, diabases compacts, variolites, serpentines transformées localement en schistes chloriteux et amphiboliques. Ces roches semblent avoir été intrusives dans

le Trias et le Jurassique, et les relations étroites qui existent entre leur distribution et les grands plans de chevauchement paraissent justifier leur attribution au Tertiaire.

Les grands traits de la tectonique de la Basse-Engadine sont indiqués comme suit :

Le fond des vallées, Val Sinestra, Val Samnaun, est creusé dans un ensemble de dépôts schisteux, qui doivent appartenir au Crétacique inférieur et au Flysch; dans la vallée de l'Inn, entre Remus et Schuls, ces sédiments plongent au SE sous le massif gneissique et triasique de Lischanna, et, au contact avec cette masse chevauchante, se sont produits des enchevêtrements très compliqués. Dans la chaîne du Muttler et du Mondin, ces mêmes schistes dessinent une grande voûte, pour s'enfoncer vers l'W sous la masse triasique de la Stammerspitz; mais, ici, le Trias n'est séparé de son soubassement par aucune zone de schistes cristallins, et ce fait est interprété par M. Paulke comme un argument sérieux contre le raccord du Trias de la Stammerspitz avec celui du Lischanna en une seule nappe chevauchante.

Entre la zone du Muttler et du Mondin et le massif cristallin de la Silvretta et du Ferwall on voit le Lias et le Trias s'enfoncer à l'W et au NW sous les terrains cristallins; ils paraissent subir un amincissement rapide au-dessous du gneiss, ce qui parle plutôt en faveur d'un chevauchement local dirigé W-E que de l'existence d'une seule grande nappe, à laquelle appartiendrait les Alpes cristallines et triasiques de l'E et de l'W de l'Engadine.

Ainsi, sur un complexe récent de schistes crétaciques et tertiaires se superpose d'abord la nappe triasique et liasique de la Stammerspitz, puis le massif chevauchant formé de schistes cristallins de la Silvretta et du Ferwall. Ces deux masses chevauchées s'incurvent concentriquement, passant d'une direction presque N-S le long du massif de la Silvretta, à une direction SW-NE sur la bordure du Ferwall. La largeur maximum qu'atteint la superposition visible du massif cristallin sur les formations de la Basse-Engadine s'observe dans le massif du Fluchthorn, et atteint 11 à 12 km., tandis que sur la bordure du Ferwall le chevauchement semble prendre beaucoup moins d'ampleur. Or, la nappe triasique de la Stammerspitz semble aussi s'étendre beaucoup plus avant par dessus les formations crétaciques-tertiaires devant la région médiane du massif de la Silvretta que devant le Ferwall; et cette réduction d'importance vers le N du chevauchement se retrouvant symétriquement dans les deux nappes

superposées parle de nouveau en faveur de poussées locales affectant le bord d'une zone en voie d'affaissement, plutôt que d'une gigantesque poussée générale dans un seul sens.

L'auteur arrive ainsi à développer la thèse suivant laquelle la Basse-Engadine représente non une fenêtre d'érosion creusée dans une ou plusieurs grandes nappes venues du SE, comme l'admettent en particulier MM. Termier et Lugeon, mais un bassin affaissé, vers lequel se seraient déversés, de tous côtés, de grands plis couchés et chevauchés, d'une part les plis de la Silvretta et de Ferwall, de l'autre celui de la Bernina et celui du massif de Lischanna. Par suite de la convergence de ces plis, de nombreuses complications se sont produites et ceci tout particulièrement sur les points, où la distance entre les fronts opposés s'est trouvée la plus réduite. Le massif de la Silvretta serait ainsi un véritable massif central déversé périphériquement d'un côté sur la Basse-Engadine, de l'autre sur le Prättigau. Avec M. Steinmann, l'auteur admet que dans les régions chevauchées des Grisons la direction et le plongement des couches sont déterminés beaucoup plutôt par les limites de faciès que par le sens de la poussée générale.

En terminant, M. Paulcke s'élève avec énergie contre la tendance de vouloir appliquer un schéma général à la tectonique des Alpes, montrant que seule une masse, primitivement uniforme au point de vue lithologique et tectonique, pourrait, sous l'effort d'une même force, subir, d'un bout à l'autre, des dislocations restant les mêmes dans leurs grands traits.

Les territoires alpins, ayant présenté, au contraire, avant leur ridement définitif, une hétérogénéité très accusée, ont dû forcément prendre des formes tectoniques très variées. Dans les Alpes occidentales, où le Jurassique, le Crétacique et le Tertiaire constituent un complexe assez homogène de calcaires et de marno-calcaires, il s'est développé surtout des plis continus avec peu de fractures et de décrochements transversaux. Dans les Alpes orientales, où, au contraire, les changements de faciès sont très fréquents, et où les séries stratigraphiques varient beaucoup d'un point à un autre, les plis continus font défaut presque toujours, tandis que les fractures, les torsions, les décrochements abondent.

Partant de la notion que les ridements de l'écorce terrestre sont dus à une contraction des couches plus profondes, M. Paulcke admet que le soulèvement de certaines zones doit

être compensé par un mouvement centripète des régions voisines. Là où les plis se développent suivant des lignes continues, comme dans les Alpes occidentales, les effondrements qui en résultent suivent aussi de grandes lignes continues (plaine du Pô). Mais, si par suite d'une lithologie très compliquée, les plissements créés ont pris des formes irrégulières, les affaissements seront répartis et orientés aussi sans ordre, au lieu de s'aligner parallèlement à la direction générale des chaînes. Ainsi pourront se former, dans l'intérieur des territoires en voie de surrection, des bassins de sédimentation indépendants comme, par exemple, le bassin affaissé glaronnais et la Basse-Engadine. Ces bassins affaissés seront tout naturellement recouverts pendant la suite du ridement par des chevauchements partis des massifs surélevés voisins.

Hautes Alpes calcaires. Nous devons à M. L. COLLET (41) une étude d'ensemble sur la **chaîne de la Tour Saillère et du Tanneverge**. L'auteur commence par établir, de la façon suivante les caractères de la série stratigraphique :

Le *Trias* comprend :

a) à la base des quartzites de couleur claire, dans lesquelles s'intercalent des bancs de conglomérats granitiques.

b) des schistes argileux rouges et verts très feuilletés, portant des traces de rippelmarks, épais au plus de 10 m.

c) Des calcaires dolomitiques et des corgneules en bancs alternants ayant jusqu'à 80 m. d'épaisseur.

Le *Jurassique* se subdivise de la façon suivante :

a) Calcaires gréseux et spathiques, parfois bréchiformes du Lias inférieur.

b) Schistes noirs feuilletés avec bancs calcaires du Lias supérieur.

c) Calcaires gris gréseux, contenant des chailles à leur partie supérieure, qui paraissent représenter le Dogger.

d) Schistes argileux micacés et talqueux, riches en concrétions et en fossiles pyriteux avec *Creniceras Renggeri*, *Perisph. bernensis*, *Pelt. Eugeniei*, *Pelt. annulare*, *Hectic. svevum*, *Hectic. punctatum*, *Hectic. chatillonense*, *Cardioc. cordatum*, etc....

e) Calcaires gris foncés, lités ou schisteux avec *Perisph. effrenatus* de l'Oxfordien supérieur.

f) Massif puissant de calcaires noirs, compacts, en gros bancs qui correspond au Séquanien, au Kimmeridgien et au Portlandien.

L'auteur aborde ensuite l'étude tectonique de la chaîne en commençant par le profil connu de la paroi NE de la Tour Saillère. Celui-ci comprend un grand anticlinal couché de Lias et de Dogger, supporté par une série renversée complète d'Oxfordien, de Malm, de Néocomien, d'Urgonien, de Gault, de Nummulitique et de Flysch, et recouvert par une série normale d'Oxfordien et de Malm qui forme la crête. Le front du pli est divisé en deux digitations superposées ; son jambage renversé n'est séparé du Cristallin sous-jacent que par une série normale très réduite comprenant les divers termes du Trias, puis une mince couche de calcaires marmorisés, qui semblent représenter du Lias métamorphisé.

Ce profil se modifie rapidement vers l'W par la réduction progressive du synclinal sous-jacent à l'anticlinal jurassique de la Tour Saillère, aussi, tandis qu'au Col d'Emaney toute la série renversée est visible, l'on n'en trouve plus rien dans le prolongement au Col de Barberine, où l'on voit simplement se superposer au Trias revêtement du Cristallin une énorme épaisseur de Lias. Plus loin, dans le fond de la vallée de Barberine, les flancs des Pointes à Boillon sont aussi entièrement en Lias sans aucune intercalation synclinale de formations plus récentes.

La réduction très notable de ce synclinal sous-jacent entre la Tour Saillère et le Ruan est comme compensée par l'apparition de nouveaux éléments au-dessus du pli de la Tour Saillère. Nous avons donc au Ruan d'abord dans toute la partie inférieure du versant S une épaisseur considérable de Lias plusieurs fois replié sur lui-même, puis une série normale de Dogger, d'Oxfordien et de Malm, ce dernier formant le sommet. Sur le versant N, la paroi de Malm du sommet est coupée par un synclinal de Néocomien inférieur s'enfonçant en coin horizontalement vers le S, qui montre l'apparition ici d'un nouveau pli destiné à prendre un grand développement vers l'W. Cet anticlinal couché de Malm est déjà beaucoup plus étendu au Mur des Rosses, où, par suite d'un abaissement de son axe vers l'W, il occupe un niveau notablement moins élevé ; il y est recouvert par une zone peu épaisse de Néocomien inférieur, qui perce sur le versant S et sur laquelle vient s'appuyer une superbe charnière anticlinale, couchée au N, de Malm et d'Oxfordien. Cette charnière appartient à un deuxième pli superposé à celui de la Tour Saillère, que l'on voit s'abaisser progressivement en même temps que celui du Ruan vers l'W, et qui est très développé à la Tour des Rosses. A la Pointe des Rosses, le Malm de

cet anticlinal chevauché se recouvre à son tour de Néocomien et, sur ce dernier replié en synclinal, apparaît un nouveau pli de Malm, qui, comme les précédents, se développe progressivement vers l'W, où il forme la pyramide du Pic de Tanneverge; la partie culminante de ce sommet est formée par un petit chapeau de Néocomien.

Le profil du Pic de Tanneverge, complètement différent de celui de la Tour Saillère comprend entre le fond de la Combe de Sixt et les pâturages de Tanneverge les éléments suivants: Tout le fond de la Combe de Sixt est en Lias qui y dessine une charnière anticlinale déjetée au N; ce pli doit être considéré comme le prolongement très réduit du pli de la Tour Saillère; il est entouré par une grande charnière de Dogger et de Malm, qui est bien visible dans la région de Borée et du Sagerou et dont le jambage supérieur presque horizontal forme le bas des parois du Tanneverge. Au-dessous du glacier du M^t Ruan, on voit cette zone inférieure de Malm se terminer dans une mince bande synclinale de Néocomien, qui la sépare d'une seconde zone horizontale de Malm représentant ici le pli du M^t Ruan; mais un peu au SW ce synclinal disparaît, les deux parois de Malm se confondent, et il faut admettre que les deux plis de la Tour Saillère et du Ruan se sont fusionnés en un seul. La zone de Malm du pli du Ruan est couronnée sous le glacier de Radzon par un second synclinal de Néocomien sur lequel vient se superposer une troisième lame de Malm, celle du pli des Rosses; vers le SW, où le pli du Ruan se confond avec celui de la Tour Saillère, on peut voir le Malm normal de ce dernier chevauché par de l'Oxfordien et du Malm appartenant au pli des Rosses, et la charnière synclinale qui sépare ces deux plis superposés est fort bien visible dans le bas des pâturages de Tanneverge. Le Malm du pli des Rosses traverse la chaîne depuis le glacier de Radzon jusqu'au Col de Tanneverge; il est recouvert par une troisième zone de Néocomien qui est à son tour chevauchée par la série normale de Malm et de Néocomien du sommet (pli du Tanneverge). Ainsi sur le pli couché très réduit de la Tour Saillère se superposent au Tanneverge trois plis ou plus exactement trois écailles disposées presque horizontalement et formées d'Oxfordien, de Malm et de Valangien. Les synclinaux qui relient entre elles ces écailles sont du reste peu profonds et, sauf le plus élevé, ne percent pas sur le versant SE; ce fait explique l'énorme développement que prennent ici l'Oxfordien, le Dogger et le Lias.

Le Trias, le Lias et le Dogger qui forment le soubassement

du Tanneverge et des Rosses se continuent en se relevant progressivement vers le SE, dans la chaîne de Finive; mais ici le Malm manque; l'Oxfordien n'existe que localement et, au-dessus de la zone laminée qui le représente, on retrouve un énorme massif chevauché de Dogger, qui forme toute la partie culminante de la chaîne. Ce chevauchement de Dogger sur l'Oxfordien à Finive doit faire partie du même pli que le chevauchement du Malm sur le Néocomien dans la pyramide du Tanneverge.

Les observations de M. Collet ont donc montré que le grand pli couché de la Tour Saillère diminue rapidement d'importance vers le SW, soit par la réduction du synclinal sous-jacent, soit par la disparition des digitations frontales. Par contre trois plis se développent successivement de l'E à l'W au-dessus de lui, donnant lieu à un relaiement répété. Ces trois plis prennent la forme d'écaillés par suite du laminage de leur jambage renversé; ils subissent un abaissement longitudinal très accusé de l'E à l'W. Les profils établis précédemment à travers cette région par MM. Haug et Ritter doivent être rectifiés sur de nombreux points; en outre, tandis que M. Ritter a considéré comme des charnières concentriques d'un même anticlinal la charnière de Malm des flancs du Sagerou, le cœur oxfordien du pli des Rosses au milieu de la paroi NW du Tanneverge et le pli-faille anticlinal de Dogger de Finive, ces trois dislocations correspondent en réalité à trois plis distincts et superposés.

Après cette étude tectonique, l'auteur définit les caractères des deux profondes vallées qui coupent cette région, la Combe de Sixt et la vallée de Barberine. Toutes deux ont la section caractéristique des vallées surcreusées par les glaciers avec un fond élargi et des flancs abrupts dans leur partie inférieure. Dans la vallée de Barberine ou plus exactement de l'Eau Noire, on rencontre trois kars très nets comblés par des alluvions récentes, celui de Barberine, puis les deux kars d'Emosson séparés par un seuil rocheux et par une dénivellation d'environ 20 m.; la plaine du Vieil Emosson est également un kar typique; entre les différents bassins, les seuils montrent de superbes exemples de roches moutonnées.

Enfin dans une dernière partie de son travail, M. Collet donne la description de quelques espèces d'ammonites du Jurassique supérieur. Ce sont: pour l'Oxfordien inférieur, *Oppelia ex af. Richei* de Lor., *Op. glabra* nov. sp., *Hecticercas delmontanum* Op., *Hect. svevum* Bon., pour l'Oxfor-

dien supérieur *Perisphinctes effrenatus* Font., pour le Séquanien *Perisph. Basilicæ* Favre.

Dans une notice préliminaire consacrée aux **massifs du Balmhorn et du Torrenthorn**, M. M. LUGEON (51) fournit sur la stratigraphie de cette région des renseignements fort importants.

Le *Trias*, généralement écrasé dans les synclinaux du Cristallin n'est développé d'une façon complète qu'au Lötschenpass où il se décompose de bas en haut comme suit :

- 1° Quartzites parfois bréchiformes.
- 2° Schistes et calcaires plaquetés siliceux.
- 3° Banc de marbre blanc (3 m.).
- 4° Calcaires gris.
- 5° Calcaires gris, plaquetés, cristallins, rappelant certains dépôts du Malm.
- 6° Schistes noirs brillants.
- 7° Calcaires dolomitiques très puissants.

L'*Infralias* (Rhétien-Hettangien) est représenté par des alternances de schistes argileux et de calcaires, à la partie supérieure desquelles on trouve *Schlotheimia augulata*.

Le *Sinemurien* commence par un banc très riche en *Gryphaea arcuata*, qui contient en outre *Arietites Bucklandi*, *Ar. rotiformis*, *Ar. multicostatus*, *Aegoceras Boucaulti*; il est formé en grande partie par des grès quartzitiques verdâtres.

Le Liasien comprend dans sa partie inférieure un complexe de calcaire gréseux, bréchiformes par places, riche en débris de Crinoïdes et de Belemnites qui contient *Aegoc. Maugenesti*, *Aeg. latecosta*, *Aeg. Valdani*, etc.... Sa partie supérieure est constituée par des grès quartzitiques en gros bancs, verdâtres ou presque blancs.

Le *Toarcien* débute par des grès tout semblables à *Belemnites acuarius*, puis viennent des calcaires échinodermiques à *Pentacr. jurensis*, *Bel. acuarius*, *Bel. tripartitus*, etc. et un complexe de schistes calcaires, dont les épaisseurs relatives présentent des variations importantes.

L'*Aalénien* est constitué par une série épaisse de schistes tendres, argileux, contenant des débris d'Harpoceratidés.

Le *Dogger* montre un faciès très variable; sur le versant S du Torrenthorn, il comprend un complexe, épais de 150 m. de schistes argileux gris ou noirs coupé par des bancs de

calcaires schisteux ; à la Gemmi et sur les versants S et W du Balmhorn, il débute par des assises alternativement schisteuses et calcaires, puis toute sa partie supérieure est composée de calcaires à silex en bancs réguliers, renfermant des Belemnites et des Brachiopodes. Dans la partie orientale du Balmhorn, c'est le faciès échinodermique qui prédomine presque exclusivement.

L'*Oxfordien* contient : 1^o des schistes noirs à faune divésienne, 2^o des calcaires noduleux (Schiltkalk).

Le *Malm* est représenté par un massif uniforme de calcaires gris ; entre le Galmhorn et Louèche-Ville, il contient un banc épais de grès siliceux, qui rappelle beaucoup le grès de Taveyannaz et paraît être un tuff éruptif.

Le *Crétacique inférieur* commence par une zone peu épaisse de marnes, puis est en grande partie constitué par des calcaires de faciès urgonien ; la découverte par Desor de *Cidaris pretiosa* à la base de ce complexe zoogène montre que celui-ci débute déjà dans le Valangien. Cette série est couronnée par des alternances de calcaires à Crinoïdes, de calcaires gréseux et de grès qui appartiennent probablement à l'Aptien.

Le *Nummulitique*, qui affleure au NW de la route de la Gemmi, comprend de bas en haut :

1^o Sidérolithique sporadique pénétrant dans les couches sous-jacentes.

2^o Calcaires à polypiers noirs.

3^o Calcaires gris schisteux remplis de fossiles écrasés (niveau à *Cer. Diaboli*).

4^o Calcaires noirs à Lithothamnium.

5^o Grès ou quartzites.

6^o Alternances de calcaires gris et de bancs à Lithothamnium.

7^o Grès quartzeux.

8^o Schistes calcaires à globigérines.

Au point de vue tectonique, M. Lugeon insiste d'abord sur l'abaissement très rapide des plis du Torrenthorn de l'E à l'W (environ 2000 m. sur 6 km.). Tandis qu'au Torrenthorn la couverture sédimentaire du massif de l'Aar est encore continue, elle est réduite, à l'E de la vallée de Fessel, à des lambeaux synclinaux, qui forment le Faldum Rothhorn et le Resti Rothhorn. Ces deux sommités ne montrent pas exacte-

ment les caractères tectoniques supposés par Fellenberg ; au Faldum Rothhorn on distingue trois synclinaux de Trias et de Lias déjetés au N ; au Resti Rothhorn il en existe deux. Le Trias subit dans ces deux zones synclinales complexes une réduction importante d'épaisseur du S au N. Plus au N, le Ferder Rothhorn est constitué par un grand pli couché de Lias, dont le front bien visible au-dessus du Lötschenpass est divisé en quatre digitations ; sous le Lias du Ferder Rothhorn le Dogger du massif du Balmhorn pénètre en un synclinal excessivement compliqué.

La chaîne du Balmhorn est formée par la couverture de Dogger et de Malm des plis liasiques du Torrenthorn ; dans la paroi qui s'étend de la Gemmi au Balmhorn, M. Lugeon a distingué sept têtes anticlinales de Lias et de Dogger inférieur séparées par des synclinaux de Dogger supérieur ; une partie de ces replis disparaissent dans la direction de l'W. Le plongement est général vers le NW, montrant que la région frontale de cette grande nappe anticlinale est culbutée. Le Malm, qui emboîte les replis du Dogger, montre un nombre correspondant de digitations, celles-ci étant, comme de juste, repoussées très avant vers le N.

Depuis bien des années, M. A. HEIM a consacré une partie importante de son activité à l'étude de détails de la **chaîne du Sentis** au point géographique et géologique. Comme fruit de ce travail, il a livré récemment à la publicité un splendide relief au 1:5000 de cette chaîne, qu'il vient de nous présenter par une courte brochure (46), destinée à exposer la méthode suivie et aussi les faits principaux qui peuvent être mis en lumière par ce relief. Le Sentis, dans son ensemble, est formé par une succession de plis serrés de terrains crétaciques, tous déjetés au N et qui se suivent dans l'ordre ci-après :

1° L'anticlinal du Gulmen, dont la voûte urgonienne est fermée vers l'W, tandis qu'elle s'ouvre vers l'E, le jambage N du pli formant les Kreuzberge.

2° L'anticlinal de Wildhauser-Schafberg, dont la voûte urgonienne est ouverte à l'W de la Kraialp, tandis que vers l'E elle se ferme.

3° Un petit anticlinal qui se développe sur le versant N du Schafberg, puis s'abaisse vers l'E et disparaît vers le Fählensee.

4° Le principal anticlinal de la chaîne dont le jambage urgonien S forme l'arête du Hundstein, tandis que le jambage

N forme celle de Marvies; vers l'W, le cœur de ce pli est profondément entamé par la vallée anticlinale de Flis.

5° L'anticlinal du Sentis, qui prend naissance à l'E vers le lac d'Oberseealp, passe au sommet du Sentis, puis s'abaisse assez rapidement vers l'W.

6° L'anticlinal de Schäfler-Gyrenspitz, qui diminue rapidement d'importance vers l'W.

7° Deux petits replis anticlinaux qui existent dans la paroi N de la Gyrenspitz.

Ces plis sont traversés par plusieurs grands décrochements horizontaux, qui ressortent clairement dans la topographie. La principale de ces fractures passe à l'E de la Roslenfirst et du Fählensee, puis à l'E du Hundstein et du Marvies.

M. E. BÆCHLER (39) a de son côté consacré une brochure à la description du relief du Sentis élaboré par M. Heim; il y expose sommairement les caractères tectoniques de ces chaînes et décrit, à l'usage du grand public, la façon dont elles se sont constituées, montrant l'origine sédimentaire et marine des formations qui les composent, puis, l'intervention de l'effort orogénique et le développement progressif des plis, enfin, les effets de la désagrégation, de la corrosion et de l'érosion, les éboulements, l'alluvionnement, etc....

Cette brochure est terminée par un aperçu stratigraphique et tectonique du Sentis. Au point de vue stratigraphique, l'auteur distingue de haut en bas :

1° Le calcaire de Seewen gris, esquilleux, compact, atteignant 150 m. de puissance, devenant schisteux à sa partie supérieure (Seewerschiefer).

2° Le Gault formé de calcaires glauconieux et de marnes, et atteignant 30 m. d'épaisseur.

3° L'Urgonien (Schrattenkalk) représenté par de grandes parois de calcaires gris, très fossilifère par places, et contenant, à sa partie supérieure, des brèches échinodermiques (250 m.).

4° Le Néocomien (Hauterivien) constitué par des alternances de marnes foncées et de calcaires tantôt siliceux, tantôt échinodermiques (100-400 m.).

5° Le Valangien qui comprend des calcaires grenus ou oolithiques, souvent siliceux, riches en fossiles, donnant lieu à des parois ruiniformes (300 m.).

Dans la partie tectonique, nous retrouvons les mêmes indications que dans la brochure de M. Heim, analysée ci-dessus.

La chaîne du Sentis a été visitée en 1904 par la Société géologique, lors de son excursion annuelle. A ce propos, M. A. HEIM (48) a exposé, dans une conférence d'introduction, les points principaux sur lesquels les observations anciennes d'Escher de la Linth devaient être rectifiées. Il a insisté particulièrement sur l'erreur stratigraphique commise par son vénéré maître, qui lui avait fait attribuer à l'Urgonien, d'une part l'Urgonien véritable, de l'autre des calcaires du type urgonien, mais devant rentrer dans le Valangien. Cette rectification amène forcément une modification tectonique des profils. M. Heim a ensuite montré comment les six anticlinaux principaux du Sentis tendent à s'écarter progressivement, les uns des autres, dans la direction de l'E, et a fait ressortir l'importance toute particulière que prennent les décrochements horizontaux dans cette chaîne. Il a terminé en développant la thèse que le massif du Sentis, dans son ensemble, représente, comme l'a admis M. Lugeon, la partie frontale replissée d'une énorme nappe de charriage venue du S.

Le rapport sur l'excursion de la Société géologique suisse dans la chaîne du Sentis, a été rédigé par M. H. SCHARDT (65). Il décrit d'abord le profil qu'on peut voir dans la paroi N du Sentis, au-dessus de Schwäg Alp, dans le haut du Val d'Urnäsch. La série stratigraphique est ici la suivante :

1° Calcaire finement lité, gris, du Crétacique supérieur (Seewerkalk).

2° Gault formé, de haut en bas, de grès verts à *Turrilites Bergeri*, de marnes noires à fossiles albiens, de grès verts ravinant l'Urgonien.

3° Calcaire urgonien gris, dont les couches supérieures renferment des Orbitolines et qui correspond au Barrémien et à l'Aptien.

4° Hauterivien comprenant, de haut en bas : a) marno-calcaire (C. du Drusberg); b) calcaire sableux et glauconieux (C. de l'Altmann); c) calcaires à silex.

5° Valangien formé, de haut en bas, de : a) calcaire jaunâtre, échinodermique et oolithique à *Pygurus rostratus*; b) calcaire gris à silex; c) calcaire à Echinodermes; d) calcaire gris

massif, ressemblant beaucoup à l'Urgonien avec *Requienia Jaccardi*.

Tandis qu'Escher, trompé par l'analogie existant entre l'Urgonien et le Valangien, avait admis ici la présence de trois anticlinaux déjetés d'Hauterivien, il n'y en a, en réalité, que deux, et le profil complet de la paroi comprend de bas en haut : *a*) une série renversée s'étendant du Flysch au Valangien, mais fortement réduite en épaisseur ; *b*) une série normale d'Hauterivien et d'Urgonien ; *c*) une nouvelle série renversée d'Hauterivien et de Valangien ; *d*) une série normale supérieure d'Hauterivien et d'Urgonien ; le plongement est général au SE. Du côté du SW, le pli supérieur subit un abaissement rapide, la voûte de l'Urgonien, puis celle du Crétacique supérieur se referment, tandis qu'un nouveau pli vient relayer au S formant la chaîne du Stoss.

Les participants à l'excursion ont pu faire de nombreuses observations de détail autour de l'Oerlistock et dans la vallée de Seealp ; au S de cette dernière, la chaîne du Gloggeren montre, dans sa partie culminante, un faux anticlinal de Crétacique supérieur perçant sous une couverture d'Urgonien et d'Hauterivien ; celle-ci représente une nappe moulée sur les plis sous-jacents, dont le front s'enfonce sur le versant N de la chaîne, dans un synclinal supracrétacique.

La tectonique de la partie orientale de la chaîne de l'Alpstein est caractérisée par la présence d'une série de décrochements horizontaux, dont le plus important traverse l'ensemble des plis depuis la chaîne du Furgglen First par le Fählensee et l'extrémité orientale du Gloggeren jusqu'à l'Ebenalp.

M. A. Heim prépare du reste, avec l'aide de plusieurs de ses élèves, une monographie géologique complète du massif du Sentis, qui formera la livraison XVI^e de la nouvelle série des Mat. pour la Carte géol. de la Suisse. Une partie de cette étude, due à M^{lle} MARIE JEROSCH et parue en 1904, est consacrée plus particulièrement aux décrochements transversaux dans la région moyenne du Sentis (49). L'auteur commence par définir les diverses dislocations transversales qu'elle a rencontrées et qui sont : 1^o des flexures sans rupture complète des couches ; 2^o des fractures déterminant une interruption des couches, mais pas de déplacement relatif des deux lèvres ; 3^o des fractures accompagnées d'un déplacement ; parmi ces dernières il faut encore distinguer les fractures à décrochement horizontal, celles à décrochement vertical, et celles à décrochement composé oblique.

Le premier anticlinal vers le N ne présente pas de dislocations transversales dans sa partie occidentale; aux Bogenköpfe et à la Silberplatte on observe de petits décrochements avec léger déplacement vers le S de la lèvre E; à la Pottersalp, un fragment de l'anticlinal auxiliaire frontal, coupé en forme de coin par une faille transversale et une faille oblique, a subi une assez forte poussée au N; au NE d'Oerli, deux décrochements affectent le jambage renversé du pli principal, provoquant tous deux un déplacement relatif vers le S de leur lèvre E. Le jambage S de ce même anticlinal est coupé dans la région du Hängeten, du Muschellenberg, de Mesmer et de la Fehlalp par toute une série de petites fractures, qui, pour la plupart, montrent un déplacement relatif de leur lèvre E vers le S.

Le secteur de ce premier pli, compris entre la Vordere Wagenlücke et le Schäfler est particulièrement riche en fractures transversales, dont les unes affectent seulement un des jambages, dont les autres traversent le pli dans son ensemble. Les décrochements qui coupent le jambage N sont en général peu considérables, ils ont produit des déplacements tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre, et ne se poursuivent jamais dans le soubassement tertiaire de la chaîne crétacique. Les décrochements qui affectent le jambage S marquent généralement un déplacement relatif au S de la lèvre E; ils semblent se poursuivre en partie dans le synclinal voisin; ceci est certainement le cas pour une grande faille qui, au S du Steckenberg, a amené le Gault du jambage N du deuxième anticlinal presque dans le prolongement du Gault du jambage S du premier anticlinal.

Ce qui frappe, dans ce secteur intensément faillé du premier pli, c'est la diminution très rapide de l'intensité du plissement et par suite, l'abaissement brusque de l'axe vers l'E. Il y a évidemment une relation entre la formation des fractures et la réduction du pli.

Une faille particulièrement belle suit en travers de la chaîne depuis Neuenalp par l'arête entre le Schäfler et Klus jusqu'à l'extrémité occidentale du lac de Seealp. La direction est, d'une façon générale N-S, avec des ondulations assez marquées; le plongement est presque vertical; il se fait à l'W dans la partie septentrionale, à l'E dans la partie méridionale. Le mouvement relatif des deux lèvres est complexe; dans son ensemble il correspond à une poussée presque horizontale de la lèvre orientale vers le N; mais il s'est produit, en outre, dans la région culminante de l'anticlinal un exhaussement

relatif plus fort de la lèvre occidentale, et le décrochement semble être vertical. Ce phénomène est la conséquence directe de l'affaiblissement de l'effort tangentiel du côté de l'E.

A partir de la Neuenalp vers l'E, les fractures deviennent beaucoup moins abondantes et moins importantes dans le jambage septentrional du premier anticlinal; l'auteur n'en compte que quatre entre la Neuenalp et Dornesseln, qui toutes n'impliquent que de faibles rejets horizontaux. Le sommet de la voûte, dans le même secteur du pli, c'est-à-dire le long de l'arête du Zisler et de l'Aescherwand, est coupé par un grand nombre de petites failles transversales, dont le rejet, en général faible, est vertical avec un affaissement relatif de la lèvre E. Plusieurs de ces failles se poursuivent sur le versant S du pli dans la région de Dürschrennen-Bärkäul qui est du reste abondamment faillé.

Entre Ebenalp et Bommenalp, une grande fracture traverse la chaîne dans toute sa largeur avec une direction N-S puis NW-SE. Dans la région culminante de l'anticlinal, le décrochement est essentiellement vertical, la lèvre orientale s'étant affaissée de plus de 300 m. relativement à la lèvre occidentale, et le Crétacique supérieur venant buter directement contre le Néocomien. Dans le jambage N du pli le décrochement paraît être au contraire surtout horizontal, la lèvre orientale ayant subi une poussée importante vers le N et il en est de même dans le jambage S.

Ensuite, toute l'extrémité orientale du premier anticlinal est fort peu disloquée; l'auteur n'y cite que deux failles peu importantes qui, au-dessus d'Engst, coupent transversalement un petit bombement anticlinal du versant N.

Le second anticlinal, formé par deux plis qui se relaient, celui du Stoss et celui du Sentis, est presque exempt de fractures et celles-ci, là où elles existent, ne sont, le plus souvent, que de petits décrochements horizontaux, tout à fait localisés dans un jambage ou dans l'autre. Une grande faille traverse pourtant la chaîne du Sentis à l'E du sommet principal; elle est dirigée très obliquement depuis le Kalbersäntis par la Hintere Wagenlücke jusque vers le haut de Fehlalp et ici encore le déplacement relatif des deux lèvres paraît être localement horizontal et localement vertical.

Vers l'E, l'arête de Rossmad ne montre que trois fractures transversales sans importance, tandis que plus loin, entre Megglisalp et Stockegg l'on compte cinq failles, dont deux impliquent un rejet important; l'une de ces dernières, qui commence dans le troisième anticlinal, à Truest, coupe la

chaîne avec une direction ESE-WNW et passe au N de Kreuzbühl, la lèvre occidentale est repoussée fortement au N; la seconde grande fracture passe entre la montagne de Da et celle de Stokegg avec une direction presque exactement transversale; elle montre un rejet inverse de la précédente avec poussée au N de la lèvre orientale.

Enfin, vers l'extrémité méridionale du deuxième anticlinal au S du Seealpsee, on voit deux petites failles couper transversalement l'arête d'Urgonien du jambage S, puis se prolonger obliquement vers le SW dans le synclinal supracrétacique suivant.

Le troisième anticlinal ou pli de l'Altmann est le principal du faisceau du Sentis; les fractures s'y concentrent, pour la plupart, en trois régions: 1° le versant N du Marwies; 2° le massif du Hundstein dans le jambage urgonien S; 3° le versant S de l'Altmann également dans le jambage S. En outre, cet anticlinal est coupé par le gigantesque décrochement qui coupe tous les plis du Sentis de Saxerlücke à Schwendi et, à l'E de cette fracture de premier ordre, l'extrémité orientale du pli montre encore d'assez nombreuses failles.

Sur la plus grande partie de sa longueur, le jambage N du troisième anticlinal est très peu faillé; l'auteur ne cite ici qu'une faille peu importante séparant les deux sommets du Hundstein de Flis, un décrochement passant à l'W de la Hochwand, qui est le prolongement de la fracture Hintere Wagenlücke-Kalbersäntis signalée plus haut, et un décrochement bien marqué qui termine brusquement à l'E l'arête urgonienne de la Weisswand. Ce n'est que dans la chaîne de Marwies que le jambage N est fortement faillé. D'abord, dans la région de Truest on trouve le prolongement des deux décrochements cités plus haut de Kreuzbühl et de Stokegg. Ensuite un décrochement, avec rejet notable vers le N de la lèvre E, se suit depuis les pâturages du Schafberg dans la direction du N, à travers le jambage renversé de l'Urgonien et du Crétacique supérieur, puis, à travers le repli anticlinal secondaire de Gloggeren jusque dans la vallée de Wald. Enfin, la paroi urgonienne du jambage N de Gloggeren est coupée par toute une série de petits décrochements à faible rejet et peu continus.

Le jambage S du troisième anticlinal est intensément faillé dans la région de l'Altmann, où se développe tout un réseau de fractures affectant en même temps les plis suivants vers le S; dans le massif du Hundstein de Fählen, de grandes fractures avec rejet, en général, vers le N de leur lèvre orien-

tale ont donné à la surface des calcaires urgoniens un aspect particulièrement déchiqueté.

A l'E du grand décrochement Saxerlücke-Schwendi, qui coupe le troisième anticlinal dans la région de Bogarten, la chaîne d'Alpsiegel est eoupée par de nombreuses fractures. La plupart de celles-ci sont localisées dans le jambage S d'Urgonien et de Crétacique supérieur; vers l'W elles prennent la forme de décrochements horizontaux, tandis que vers l'E ce sont des failles à rejet vertical. Deux fractures particulièrement importantes traversent le cœur de l'anticlinal et les deux jambages, l'une passant du Rheinthal Sämtis par Mans et Aueli sur Katzensteig, l'autre montant du lac de Sämtis à la Zahme Gocht et redescendant de là sur Berstein. Dans sa partie supérieure, le jambage S du pli montre, outre les failles transversales, une série de failles longitudinales, il est ainsi découpé en une sorte de damier, dont certaines parties, affaissées, sont encore couvertes de Gault ou même de Crétacique supérieur, tandis que sur les autres l'Urgonien, relativement élevé, est à nu. Le jambage N du pli est peu faillé; l'auteur y a compté six fractures dont deux, celles du Katzensteig et celle de Bernstein affectent l'ensemble de la chaîne. Un fort beau décrochement horizontal se voit dans les gorges du Brülisaubach, tout près de l'extrémité orientale de la voûte urgonienne.

Le quatrième anticlinal, qui ne s'étend que sur environ 5 km., entre la Gamplütal et la Fähleralp, est coupé dans sa partie médiane par un réseau extraordinairement serré de fractures transversales ou obliques, dont une bonne partie affectent en même temps le jambage S du troisième anticlinal et le jambage N du cinquième. La direction des fractures étant très variable, celles-ci se coupent et s'anastomosent de façon très compliquée. Le sens du rejet n'a pu être établi nulle part avec certitude; il semble pourtant que le déplacement relatif des deux lèvres se soit fait, en général, horizontalement et que dans les cas les plus nombreux ce soit la lèvre E qui ait été poussée vers le N.

Le cinquième anticlinal, qui forme la chaîne de Roslenfirst, est déchiqueté intensément dans toute la région qui se trouve au NE de Kraialp par le même réseau de fractures qui affecte l'anticlinal précédent. Son jambage septentrional au N de Kraialpfirst est coupé par toute une série de failles transversales, et les fractures sont également très nombreuses sur le versant N de Roslenfirst au S du Fählensee. Un grand décrochement oblique coupe toute la voûte avec ses deux

jambages en passant à l'E du Mutschenpass et par le Kessiloch; ici, la poussée au N de la lèvre orientale est très nette. Quant au jambage S de ce pli, tout en montrant un nombre important de décrochements, il est beaucoup moins faillé que le jambage N. Entre la Saxerlücke et Bollenwies, le cinquième anticlinal est coupé par le grand décrochement Saxerlücke-Schwendi et son prolongement vers l'E est repoussé de près de 1 km. au N. Au delà de cette grande fracture, les décrochements deviennent beaucoup plus rares; l'auteur n'en cite que deux affectant tous deux le jambage S et marquant un mouvement vers le N de la lèvre orientale, qui se trouvent l'un à l'E de Bollenwies, l'autre à l'E de Furgglen.

Le sixième et dernier anticlinal vers le S n'est pour ainsi dire pas faillé dans sa partie occidentale, tandis que les fractures y deviennent abondantes dans la région du Gallerifirst et du Kreuzberg, puis plus à l'E dans l'arête urgonienne, qui domine le lac de Sämbtis. Le jambage N du pli est plus particulièrement riche en décrochements, mais ceux-ci n'impliquent, le plus souvent, qu'un faible rejet; le mouvement paraît avoir été, dans la règle, horizontal, et c'est généralement la lèvre W qui est repoussée au N. Le jambage S ne montre des fractures nombreuses que dans le secteur compris entre l'extrémité orientale du Gulmen et le Heuberg; ici, les rejets horizontaux sont plus forts que dans le jambage N, et impliquent, le plus souvent, une poussée au N de la lèvre W. Plus à l'E, un décrochement important avec rejet dans le même sens coupe le pied S de la grande paroi urgonienne de l'Ambos.

Outre ces fractures locales, le sixième anticlinal est traversé de part en part par cinq fractures plus importantes; ce sont:

1° Une grande faille qui coupe la chaîne entre Abendweid et le Mutschenpass provoquant un rejet vers le NW de plus de 600 m. de la lèvre occidentale de la paroi urgonienne du jambage S et un rejet dans le même sens mais beaucoup plus faible dans le jambage N.

2° La grande fracture Saxerlücke-Schwendi qui coupe la chaîne dans la région d'Unteralp et dont la lèvre orientale est fortement repoussée au N, plus fortement dans le jambage N de l'anticlinal que dans le jambage S. A ce décrochement principal, dirigé N-S, sont liés deux décrochements secondaires dirigés NW-SE, qui traversent l'arête du Kreuzberg dans sa partie médiane et dans lesquels c'est la lèvre W qui est repoussée au NW.

3^o Une grande fracture, qui commence au S dans le Brunentobel au-dessus de Sennwald, passe dans les pâturages de Rohr et traverse le jambage N au S du Hoher Kasten. Ici encore, le décrochement est beaucoup plus accusé dans le jambage S que dans le jambage N ; c'est la lèvre E qui a été repoussée au N.

L'auteur consacre un chapitre spécial à la description de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, qui se poursuit du N au S, sur environ 8 km., depuis Schwendi, dans la vallée de la Sitter, jusqu'au versant de la vallée du Rhin au-dessus de Sachs, provoquant, sur toute sa longueur, un décrochement plus ou moins accusé de sa lèvre orientale vers le N. Cette faille atteint le premier anticlinal, tout près de son extrémité orientale et le coupe suivant une direction très oblique ; son parcours est du reste ici relativement plus net et le rejet difficile à évaluer. Elle est, par contre, splendidement développée dans les gorges de Hütten, où elle met en contact, d'une part, le jambage S urgonien et supracrétacique du premier anticlinal, dont les couches plongent au SE, d'autre part, le jambage N du troisième anticlinal, dont les couches plongent au NW. Le plan de faille est marqué par une zone de friction verticale épaisse de 1 m. Le synclinal supracrétacique de Seealp est ainsi coupé franc et butte contre le cœur néocomien de l'anticlinal III, tandis que son prolongement se trouve plus au N, à Wasserauen.

Vers le S, la ligne de fracture passe entre l'extrémité de Maruris et le Bogartenkopf, où l'on voit le jambage S du troisième anticlinal se placer à peu près dans le prolongement du jambage N du même pli. Ici, à côté du décrochement principal, qui a occasionné la plus grande partie du rejet horizontal, on observe une série de fractures parallèles à rejet faible et même parfois inverse, qui sillonnent le versant S du Bogartenkopf. Le synclinal supracrétacique de Sämbtis butte vers l'W contre le Néocomien de Widderalp qui forme le cœur de l'anticlinal III.

Au S de la vallée de Sämbtis au Stiefelpass, le grand décrochement reprend la forme d'une fracture unique. Ici, et au-dessus de l'extrémité orientale du Fählensee, on voit d'une façon particulièrement nette, vers l'E, la belle voûte urgonienne qui représente le prolongement du cinquième anticlinal butte franc contre l'Urgonien et le Crétacique supérieur, replissés en un pli secondaire, du troisième anticlinal et contre le synclinal du Fählensee.

Plus au S, à Bollenwies, le synclinal supracrétacique V se

prolonge presque exactement au SW dans le cœur néocomien de l'anticlinal V. A la Saxerlücke, la forme du décrochement se complique par le fait du développement de fractures secondaires et de l'entraînement dans le plan du décrochement de gros paquets de Crétacique supérieur et d'Urgonien. Le synclinal V, du côté W, butte ici contre le Néocomien du cœur de l'anticlinal VI.

De la Saxerlücke, la faille se continue par Unteralp jusque dans le jambage S de l'anticlinal VI, mais ici le rejet est devenu très faible, à peine quelques mètres; d'autre part, le grand décrochement se croise avec deux décrochements, qui s'en détachent vers le NW et se poursuivent jusqu'à l'arête du Kreuzberg, provoquant, sur toute leur longueur, un rejet vers le S de leur lèvre orientale. La largeur du cœur néocomien du sixième anticlinal se trouve ainsi brusquement réduite au passage du décrochement Saxerlücke-Schwendi par suite de l'inégale importance du rejet horizontal dans ces deux jambages.

Le décrochement Saxerlücke-Schwendi a marqué une empreinte frappante dans l'orographie et l'hydrographie de toute la partie orientale du Sentis. D'abord, elle se traduit, sur une grande partie de sa longueur, par une sorte de tranchée qui coupe les parois et les arêtes et qui fournit un passage naturel à la circulation. Ensuite, le fait que, suivant son plan, tous les axes synclinaux et anticlinaux ont été déplacés, occasionne naturellement une rupture brusque dans la continuité des crêtes et des vallées.

Le rejet relatif de la lèvre orientale implique, à la fois, une poussée vers le N et un affaissement important. Quant aux relations de cette fracture avec les phénomènes de plissement et d'érosion l'auteur montre d'abord, que si les plis ne présentent pas de différences essentielles d'un côté à l'autre de la faille, pourtant des complications secondaires qui existent vers l'W cessent brusquement dans le plan de la dislocation. Par contre, la direction des stries de glissement restant, en général, très régulière, semble indiquer que le mouvement horizontal ne s'est produit qu'à la fin du plissement. L'auteur établit ensuite que le synclinal qui sépare le premier anticlinal du second, ainsi que ceux qui séparent entre eux les troisième, cinquième et sixième anticlinaux, étaient occupés, avant le décrochement horizontal, par des vallées longitudinales, s'écoulant, d'une façon continue, vers l'E, et qui avaient, au moins en partie, atteint déjà le stade d'alluvionnement; ces vallées ont été ensuite coupées en deux

tronçons séparés par le décrochement, et les tronçons inférieurs se prolongent vers l'amont, dans des vallées d'aspect absolument juvénile.

Ainsi le décrochement horizontal ne peut être que très récent et pour expliquer les différences constatées dans les plis de part et d'autre de la ligne de fracture, M^{lle} Jerosch admet la succession suivante de phénomènes : 1^o pendant la première phase du plissement, formation de la fracture sous forme de faille à rejet purement vertical ; 2^o continuation du plissement et phase d'érosion prolongée ; établissement des vallées longitudinales dans les synclinaux et acheminement de ces vallées au stade d'alluvionnement ; 3^o décrochement horizontal suivant le plan de la faille précédemment formée, sauf dans la partie N, déplacement des axes synclinaux et anticlinaux ; 4^o établissement de l'hydrographie irrégulière actuelle.

Dans un dernier chapitre, l'auteur expose des observations d'ordre général ; elle montre d'abord comment les fractures, très tranchées dans un terrain compact et calcaire tel que l'Urgonien, passent à des flexures et disparaissent bientôt dans les formations marneuses plus ductiles telles que le Néocomien. Les décrochements sont tantôt déterminés par une seule fracture, tantôt par un faisceau de fractures, qui peuvent être ou parallèles ou plus ou moins divergentes.

Les flexures, qui se montrent dans les terrains ductiles, n'existent nulle part au Sentis dans les calcaires massifs. Par contre on voit fréquemment des paquets plus ou moins nombreux et plus ou moins volumineux d'Urgonien entraînés dans le plan de faille. Lorsque les matériaux entraînés ainsi sont abondants et fortement morcelés, le plan de faille est occupé par une brèche de friction, dont le caractère varie suivant la nature des matériaux qui la constituent. Si les lèvres de la fracture sont formées de matériaux ductiles, la faille est remplie par une formation schisteuse, homogène et peu riche en veines de calcite. Si les lèvres sont au contraire formées de calcaire compact, le plan de fracture est occupé par une brèche à éléments plus ou moins gros liés entre eux par un ciment de calcite presque pure. Dans ces brèches, soit le volume des fragments, soit les quantités relatives de ceux-ci et du ciment calcitique peuvent varier infiniment ; parfois même tout le remplissage de la faille n'est plus formé que de calcite. La surface des fragments englobés n'est généralement pas unie, mais présente une infinité de petites aspérités constituées par des parties plus résistantes ; elle est

presque toujours couverte d'une sorte d'enduit foncé qui est composé de tous les éléments insolubles contenus dans le calcaire. Ces mêmes résidus insolubles forment du reste dans l'intérieur des masses calcitiques des veines minces et irrégulières. Ces divers caractères des brèches calcaires s'expliquent fort bien, si l'on admet que les matériaux entraînés dans le plan de faille ont été exposés pendant le décrochement à des pressions suffisantes non seulement pour les morceler, mais encore pour provoquer la dissolution d'une portion plus ou moins considérable du calcaire par les eaux d'infiltration.

Il va du reste sans dire qu'entre ces brèches à ciment calcitique et les remplissages homogènes cités plus haut l'on trouve tous les termes de passage.

La forme des lèvres de la fracture dépend aussi essentiellement de la nature des formations traversées. Ces lèvres ne sont franchement délimitées que dans le cas de formations calcaires compacts ; elles montrent deux degrés bien distincts de polissage ; dans le premier les saillies sont arrondies mais non supprimées ; dans le second, le polissage est complet et détermine un véritable miroir ; dans ce dernier cas, la roche intacte est toujours recouverte d'une couche calcitique souvent bréchiforme, sur la surface de laquelle s'établit le miroir.

Les stries de glissement, qui sont souvent conservées sur les miroirs de faille, permettent de déterminer la direction du mouvement, souvent aussi approximativement son importance, mais pas son sens.

Le nombre des fractures avec décrochement visible constatées dans la chaîne du Sentis s'élève à 370 environ et la plupart de ces failles sont concentrées dans la moitié orientale de la chaîne. Elles sont en majorité transversales, mais un nombre important d'entre elles sont obliques, et du reste la direction d'une fracture atteignant une certaine longueur peut présenter des ondulations très sensibles. Le plan de faille est vertical ou peu éloigné de la verticale. Le sens du décrochement est dans la grande majorité des cas horizontal, quelquefois vertical ; dans ce dernier cas, c'est généralement la lèvre orientale qui s'est affaissée. Dans les décrochements horizontaux, il y a prédominance des mouvements vers le N de la lèvre orientale ; d'autre part, la lèvre poussée au N a presque toujours subi un léger affaissement, de sorte que les stries de glissement plongent dans la règle vers le N avec un angle moyen de 12°. La valeur du rejet peut varier beaucoup d'une fracture à l'autre, et même suivant une même

fracture; en général, les plus forts rejets s'observent dans le premier et le sixième anticlinal.

La plupart des fractures n'affectent qu'un seul jambage de pli, et l'on n'en connaît que fort peu qui se prolongent d'un anticlinal à l'autre; les jambages normaux sont plus faillés que les jambages renversés du versant N.

Dans l'anticlinal I, les fractures sont abondantes dans la partie culminante de la voûte, où prédominent les rejets verticaux, tandis qu'on observe surtout des rejets horizontaux dans les deux jambages. Les rejets verticaux impliquent dans la règle un affaissement de la lèvre orientale et ce fait est certainement en relation avec la diminution de l'effort tangentiel vers l'E. Dans les décrochements horizontaux, c'est la lèvre W qui est repoussée au N dans la région centrale du pli, tandis que dans la partie orientale les décrochements au N de la lèvre E prédominent notablement.

Dans l'anticlinal II, la seule fracture qui implique un rejet important dans le sens horizontal est celle qui passe à Kreuzbühl.

Dans l'anticlinal III, les véritables failles à rejet vertical prennent un grand développement dans les parois du Gloggeren, ainsi que dans la montagne d'Alpsiegel; ailleurs ce sont les décrochements horizontaux qui prédominent. Il paraît fort probable que les failles se sont formées avant la fin du plissement, tandis que les décrochements horizontaux sont postérieurs à celui-ci.

L'anticlinal IV est intensément faillé dans la région au S et à l'E de l'Altmann; les décrochements horizontaux qui le découpent ici sont certainement postérieurs au plissement.

L'anticlinal V devient brusquement très pauvre en fractures à partir du grand décrochement Saxerlücke-Schwendi vers l'E, et les seules failles qui existent dans cette partie orientale sont localisées dans le jambage S, tandis que plus à l'W c'est au contraire le jambage N qui est fortement faillé. Ceci semble indiquer que la formation des fractures dans ce pli a suivi celle de la faille Saxerlücke-Schwendi.

L'anticlinal VI, comme l'anticlinal I, montre plusieurs décrochements avec rejet horizontal important; une partie de ces fractures traversent le pli de part en part, mais dans ce cas le rejet ne reste jamais le même dans les deux jambages ce qui occasionne des élargissements et des rétrécissements brusques du pli. Chacune de ces grandes fractures marque un abaissement brusque de l'axe de la voûte vers l'E. Il semble

donc que les principaux décrochements qui coupent cet anticlinal se sont formés pendant le plissement.

Ainsi le premier et le dernier anticlinal sont caractérisés par l'importance qu'y prennent certains décrochements horizontaux; ce sont les seuls dans lesquels, en dehors de la grande faille Saxerlücke-Schwendi, on voit certaines fractures provoquer un changement d'allure du plissement d'une lèvre à l'autre, et dans lesquels par conséquent les décrochements se soient formés avant la fin du plissement.

Ainsi l'histoire tectonique du Sentis peut être rétablie comme suit :

1° Phase principale du ridement avec formation des failles longitudinales.

2° Première phase de dislocation, formation des fractures anciennes, c'est-à-dire des fractures de Lötzlisalp, de Neuenalp-Schibler, de Füssler-Ebenalp dans l'anticlinal I, des fractures d'Abendweid, du Brunnetobel dans l'anticlinal VI, de la fracture Wagenlücke-Kalbersäntis dans les anticlinaux II et III, de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, et des failles à rejet vertical de l'Alpensiegel et du Gloggeren.

3° Nouvelle phase du plissement; formation de grandes vallées synclinales.

4° Formation de la grande majorité des décrochements; rejeu d'une partie des fractures anciennes et en particulier de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi; en même temps dernier ridement.

5° Formation du réseau hydrographique actuel.

Les fractures ont pris de l'importance d'une part dans les régions où la résistance extérieure était faible, c'est-à-dire là où les formations plissées se trouvaient près de la surface ou adossées à des terrains très plastiques (Flysch), d'autre part dans les régions où la résistance interne était déjà diminuée par des dislocations préexistantes. Ainsi la formation des décrochements est due plutôt à une différence dans la résistance que dans l'effort; elle est déterminée d'autre part par l'absence d'une surcharge suffisante pour amener la plasticité des roches. Il faut donc considérer les fractures comme un phénomène non indépendant, mais au contraire intimement lié au ridement.