

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 9 (1906-1907)
Heft: 2

Artikel: Ille partie, Tectonique
Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-156582>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 27.04.2026

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

de ses expériences de laboratoire, ni sur le terrain lors d'excursions répétées au Stromboli et au Vésuve; il admet donc que ces vapeurs, lorsqu'elles existent, ne sont pas volcaniques, mais proviennent de la volatilisation des eaux d'infiltration qui avant l'éruption imprégnaient les abords de la cheminée. Les phases d'une éruption peuvent donc être définies comme suit :

- 1° Jusqu'à 825°, volatilisation des eaux telluriques.
- 2° A 825°, début des fumées de chlorures.
- 3° Entre 875° et 1100°, températures explosives variant avec les laves.
- 4° A 1100°, température moyenne des laves coulantes.

Une fois le paroxysme passé, les mêmes phases se suivent en sens inverse et, tant que le volcan émet des fumées de chlorures, il faut admettre que la température de son foyer reste voisine du point explosif.

III^e PARTIE — TECTONIQUE

Alpes.

Tectonique générale, nappes de charriage. — Je puis me contenter de citer brièvement ici une conférence faite par M. H. DOUXAMI (45), dans laquelle l'auteur, après un exposé historique du développement de la tectonique, indique les grandes lignes de la structure générale des Alpes en adoptant la notion des grandes nappes de charriage, telle qu'elle ressort des travaux de MM. M. Bertrand, H. Schardt, M. Lugeon, E. Haug et P. Termier.

M. P. TERMIER (70) continuant les études qu'il poursuit depuis plusieurs années sur la tectonique des Alpes orientales s'est occupé plus spécialement en dernier lieu de la région comprise entre la ligne du Brenner et le territoire de la Val-teline et du Val Camonica.

Le long de la **ligne du Brenner**, de Matrei au N à Sterzing au S, on peut suivre constamment un profil restant semblable à lui-même et dont le caractère se résume comme suit :

- 1° A la base affleure un complexe de schistes calcaires qui semblent correspondre aux schistes lustrés et qui, vers l'E,

s'appuient sur des calcaires marmorisés probablement triasiques (Hochstegenkalk de M. Becke), et sur la voûte cristallophyllienne des Hohe Tauern.

2^o Ces schistes lustrés sont recouverts au S, dans les Telfer Weisse par des schistes granatifères considérés comme des grès permien métamorphisés; plus au N cette formation manque et l'on voit, directement sur les schistes calcaires, des calcaires dolomitiques souvent marmorisés qui, peu épais le long du Brenner, acquièrent une grande épaisseur au Tribulaun et au Telfer Weisse, et qui représentent le Trias.

3^o Enfin le terme supérieur du profil comprend des phyllades paléozoïques, des micaschistes et des vieux gneiss.

Dans la région de Sterzing, ces 3 termes s'enfoncent presque verticalement, et, quel que soit l'âge qu'on attribue aux calc-schistes du terme inférieur, il faut nécessairement admettre l'existence d'abord d'une nappe triasique s'étendant de cette région jusque sur la voûte des Hohe Tauern, puis au-dessus d'elle une seconde nappe formée de phyllades paléozoïques.

Dans la région de l'Ortler, M. Termier a reconnu les termes stratigraphiques suivants :

1^o Des phyllades quartzeux à séricite et ilménite, passant à des schistes chloriteux (Casannaschiefer de Theobald, Quarzphyllite de M. Stache), qui sont probablement d'âge paléozoïque. Ces schistes contiennent un banc de marbre près de Bormio et des intercalations de gneiss œillés au Stelvio (Stilfser Joch) et dans le Vintschgau.

2^o Des schistes, grès et conglomérats quartzeux, versicolores du Verrucano, qui reposent en concordance sur le terme précédent et sont intimement liés au Trias.

3^o Des quartzites, calcaires dolomitiques, corgneules et gypse du Trias.

4^o Des schistes liasiques qui sont intercalés dans le Trias au N de Bormio.

Vers le S, les phyllades paléozoïques s'appuient par leur base sur une épaisse série de vieux gneiss, riches en biotite et souvent granatifères, qui s'en distinguent par leur cristallinité beaucoup plus large. Ces roches forment une zone continue depuis le haut du Val Camonica, par le Monte Tonale, les montagnes au N de la Toce, l'Utenthal et le Passeier jusque dans la région de Sterzing; leur bordure méridionale

coïncide avec la grande fracture qui sépare les Alpes des Dinarides.

Au point de vue tectonique, M. Termier cherche à démontrer l'existence dans les massifs de l'Ortler et du Piz Umbrail de plusieurs nappes superposées et se base pour cela surtout sur des observations faites le long de la route du Stelvio.

Bormio se trouve sur les phyllades paléozoïques, plongeant faiblement au N W, qui prennent d'autre part un énorme développement dans le Val Furva et le soubassement S de l'Ortler. Sur ce complexe se superposent avec une épaisseur variable le Verrucano et le Trias qui forment le sommet de l'Ortler, s'abaissent de là vers le N de façon à constituer la crête du Monte Cristallo, puis affleurent au niveau de la route du Stelvio un peu en amont de Bormio et jusqu'aux gorges du Braulio. Au milieu des calcaires triasiques, on voit vers le N s'intercaler une zone synclinale de calcaires noirs lités du Lias.

Les calcaires dolomitiques, s'enfonçant toujours au N W, disparaissent sous une nouvelle série de phyllades paléozoïques au milieu desquels serpente la route du Stelvio, depuis la Bocca del Braulio jusqu'au sommet du col et qui de là, traversant sous le Piz Umbrail, affleurent jusqu'à Fuldera sur la route de l'Ofen. La couverture normale de ces formations paléozoïques, qui comprend du Verrucano et du Trias, forme la partie culminante du Piz Umbrail et représente une seconde nappe superposée à celle de l'Ortler-Bormio. Au-dessus d'elle subsiste encore au Sommet du Piz Chazfora une troisième nappe constituée par une troisième série de phyllades paléozoïques. La nappe de l'Umbrail prend du reste une immense ampleur vers le N, où elle forme essentiellement les Alpes calcaires au S de l'Inn, tandis que les lambeaux de schistes cristallins, qui sur différents points de ces chaînes recouvrent le Trias, appartiennent vraisemblablement à la nappe de Chazfora.

Dans le versant oriental de l'Ortler, on peut suivre les calcaires triasiques de la nappe inférieure depuis le Suldenerferner par Trafoï et Gomagoï, mais elle s'amincit considérablement et, à l'E de Gomagoï, elle disparaît tout à fait, pour reparaitre, il est vrai, dans le bas Suldenthal, près de Schmelz. Il est donc justifié de considérer les phyllades du Vintschgau comme faisant partie d'une nappe superposée à celle de l'Ortler, celle de l'Umbrail. La nappe de l'Ortler, réduite dans cette région presque exclusivement aux phyl-

lades, est supportée par les mêmes vieux gneiss qui existent plus à l'W, mais il s'intercale dans ceux-ci, près de Laas sur l'Adige, des marbres blancs, dont la position stratigraphique et tectonique est impossible à préciser.

Pour déterminer les relations existant entre les phyllades et les vieux gneiss, il est particulièrement important d'établir le profil passant par le Val Furva. Ici l'on voit les phyllades dessiner une large voûte entre Bormio d'une part, le Monte Gavia et le Monte Tresero de l'autre et s'enfoncer finalement au S sous la puissante série de vieux gneiss qui s'étend jusqu'au Passo Tonale. Ceux-ci montrent un plongement de plus en plus fort vers le S E jusqu'à devenir verticaux, puis, un peu au S de la route du Passo Tonale, ils sont coupés brusquement par la grande fracture bien connue qui les met directement en contact avec la tonalite de l'Adamello et qui, d'après M. Termier, n'est pas autre chose que le plan de charriage des Dinarides sur les plis alpins. Par ce profil, on peut établir que les nappes de l'Ortler, de l'Umbrail et du Chazfora s'enracinent au S et, se moulant sur une voûte sous-jacente, plongent de toute leur partie externe vers le NW.

Le raccord entre les deux lignes de profil étudiées dans la région du Brenner et celle de l'Ortler ne présente pas de grandes difficultés. Au S la zone des vieux gneiss, qui est comprise vers l'W entre le Monte Gavia et le Passo Tonale, se suit au N de la haute Noce, puis par l'Ultenthal, la région de Meran et la chaîne de la Hochwart Spitze jusqu'à l'E de Sterzing; elle est constamment limitée au S par une dislocation de première importance qui n'est ni parallèle exactement à la direction des plis, ni même rectiligne, que les géologues ont appelée ligne du Tonale vers l'W, ligne judiciaire vers l'E, et qui en réalité est sur toute sa longueur le plan de chevauchement des Dinarides. Le plongement des gneiss est toujours voisin de la verticale, tantôt normal au S, tantôt renversé au N et le plan de la faille alpino-dinarique subit des oscillations correspondantes. Quant à son rôle tectonique la zone des vieux gneiss représente sur toute sa longueur une zone de racines.

Au N de cette première ligne on suit constamment une voûte, large vers l'W, rétrécie vers l'E, qui passe au S de Bormio, puis par le Cevedale et la Venezia Spitze, puis entre le Vintschgau et l'Ultenthal et enfin par le Passeierthal et le Jaufenpass, jusqu'à Sterzing; or, vers ce dernier point, les Schistes lustrés et le Trias affleurent au cœur même de la

voûte de schistes cristallins, montrant que, de l'Ortler à Sterzing, les phyllades ne sont pas autochtones, mais font bien réellement partie d'une nappe inférieure.

Les observations précitées de M. Termier, jointes à d'autres faites antérieurement (voir *Revue* pour 1904), l'ont amené à admettre l'existence, entre la ligne du Rhin et la ligne du Brenner, d'un empilement de 6 nappes :

La première est celle du Hochstegenkalk de la région du Brenner, qui n'apparaît plus vers l'W.

Ensuite vient la nappe des Schistes lustrés du Brenner et de la Basse Engadine.

La troisième nappe est représentée par le Trias du Tribulaun et les micaschistes granitifères (Verrucano) qui y sont liés; dans la région de l'Ortler, elle comprend probablement les micaschistes de Laas sur l'Adige et la Kalkphyllitgruppe des géologues autrichiens; elle existe, semble-t-il, dans le soubassement du massif de Lischanna, à l'E de l'Inn.

La quatrième nappe est celle de l'Ortler qui, au Brenner, comprend les phyllades paléozoïques chevauchant sur le Trias des Tribulaun; il faut probablement lui attribuer aussi la lame inférieure de schistes cristallins et de Trias qui recouvre les Schistes lustrés de la Basse Engadine.

La cinquième nappe forme le Piz Umbrail et, presque entièrement, la carapace superficielle des Alpes calcaires au S E de l'Inn; elle a dû s'étendre plus loin encore, de façon à comprendre aussi les schistes de Casanna (=phyllades paléozoïques) du massif de la Silvretta avec les chaînes calcaires du Rhæticon et des Alpes septentrionales d'Autriche.

La sixième nappe n'a subsisté que sous forme de lambeaux au Piz Chazfora, au Piz Cornet et au Piz Lischanna.

Ces six nappes, qui s'enracinent dans la zone interne des Alpes, doivent très probablement se superposer à d'autres dérivant de zones plus externes et prolongeant vers l'E la nappe glaronnaise et les autres nappes suisses.

En terminant, M. Termier réfute deux objections qu'on pourrait présenter à ses conclusions. La première, tirée du déversement vers le S de la bordure méridionale des vieux gneiss et de la faille alpino-dinarique dans le bas Ultenthal, n'est pas valable, puisque ce déversement s'explique très naturellement par une décompression postérieure à la formation des nappes et en relation avec un affaissement des Dinarides. La seconde objection, résidant dans l'étroitesse de la zone des racines ou des vieux gneiss dans la région de Meran, peut être facilement réfutée, puisque la ligne Tonale-Judicarienne

n'est pas une faille, comme on l'a si souvent admis, mais le plan de chevauchement de la nappe des Dinarides poussée par dessus les plis couchés alpins, et qu'une partie des racines de ces plis peut fort bien être actuellement encore cachée sous cette nappe. Le plan de chevauchement devait être primitivement à peu près horizontal et la position verticale ou même renversée qu'il montre de nos jours doit dater d'une dernière phase de dislocation.

M. A. ROTHPLETZ (59), qui avait déjà cherché à expliquer les relations tectoniques existant entre les **Alpes glaronnaises** et le **Rhæticon** par l'hypothèse de plusieurs masses chevauchées indépendantes et venues de l'E, est revenu sur ce sujet récemment, à la suite de nouvelles explorations, maintenant un point de vue totalement différent de celui qui est soutenu par MM. Termier, Lugeon, Heim et d'autres.

Dans ce nouveau travail, l'auteur commence par suivre le bord de la nappe rhétique depuis Bludenz et le Hoher Frassen vers l'E; il montre comment, au Hoher Frassen, tout le soubassement est en Flysch; sur ces dépôts tertiaires se superpose d'abord une masse chevauchante de Lias; puis le sommet est constitué par un second complexe chevauchant formé de Hauptdolomit, de couches de Raibl et de calcaire de l'Arberg et ces deux unités tectoniques, qui vont rester distinctes sur une grande longueur le long du front de la nappe rhétique sont désignées dès maintenant sous les noms de masse chevauchée de l'Allgäu et masse chevauchée du Lechthal. Vers l'E, au Zitterklapfen la masse de l'Allgäu s'élargit, et comprend, outre le Lias, du Hauptdolomit, des calcaires à Aptychus du Malm et des couches à Fucoïdes du Flysch, qui sont repliés plusieurs fois en plis serrés; elle se continue par le Heiterberg, le Widderstein, la Hammerspitz et la Kanzelwand jusqu'au Stillachthal; sur toute cette longueur le Hauptdolomit est en chevauchement manifeste sur un soubassement de Flysch; la structure de la masse chevauchante est du reste compliquée à la fois par des plis et des failles de tassement.

Sur toute cette longueur aussi la masse de l'Allgäu est recouverte vers le S par la seconde masse chevauchante du Lechthal, dont la bordure septentrionale passe par la Mohnenfluh, la Juppenspitz, l'Arhorn, le Warthorn, le Schroffenpass et le Biberkopf. Cette bordure est compliquée par de nombreuses fractures transversales qui en provoquent un véritable festonnement; le soubassement est dans la règle

formé par le Lias de la masse de l'Allgäu, tandis que le chevauchement du Lechthal comprend de la dolomie principale, à laquelle s'associent des couches de Kössen.

Avant de poursuivre au-delà du Stillachthal le front de la nappe rhétique, l'auteur jette un coup d'œil d'ensemble sur l'avant pays comprenant les chaînes crétaciques à facies helvétique, qui s'étendent de Dornbirn dans la dépression du Rhin jusqu'à l'Iller à Langenwang, et les deux zones de Flysch qui encadrent ces chaînes. Il prête une attention spéciale aux Klippes de calcaires suprajurassiques à *Aptychus*, empâtées dans le Flysch au N des chaînes crétaciques entre l'Iller et le Subers Ach, qu'il considère comme des lambeaux de la masse chevauchante de l'Allgäu, et il attribue une origine analogue à la klippe granitique, reposant aussi sur le Flysch, du Bolgen. La masse de l'Allgäu aurait ainsi couvert antérieurement un territoire immense au N de son front actuel.

Abordant l'examen des chaînes crétaciques, entre Langenwang et Dornbirn, M. Rothpletz montre ces chaînes se terminant brusquement au N par un jambage de pli plongeant verticalement et intensément laminé. Vers l'W ce système de pli se continue dans le Säntis, que l'auteur continue à considérer comme représentant la partie N de la masse chevauchante glaronnaise, venue non du S et sous forme de pli couché, comme l'admettent MM. Lugeon et Heim, mais de l'E et sous forme de chevauchement tout à fait indépendant du plissement suivant un plan de fracture faiblement montant. L'interprétation de MM. Lugeon et Heim ne peut, d'après M. Rothpletz, être maintenue telle quelle, parce que le jambage renversé de la racine de la nappe supposée, formé soi-disant de Malm et de Dogger au Flimser Stein, représente en réalité une série normale de Malm et de Néocomien.

De Birgsau, dans le Stillachthal, le front de la masse chevauchante de l'Allgäu se continue dans la direction du N E jusqu'à Hindelang sur l'Ostrach, conservant toujours le même caractère, le Hauptdolomit étant toujours repoussé par dessus le Flysch suivant un plan plongeant d'une façon générale faiblement au SE et les 2 complexes superposés montrant des plissements tout à fait indépendants. Ici pourtant on trouve fréquemment entre le Trias supérieur et son sous-bassement des écailles laminées formées suivant les points d'un ou plusieurs niveaux du Trias moyen ou inférieur, ou bien des schistes cristallins divers. Immédiatement au N de Hindelang, on voit s'intercaler entre le Flysch et le Haupt-

dolomit une écaille épaisse de schistes, de grès et de conglomérats à *Orbitolina concava*, donc cénomaniens. Ensuite la direction du front de la masse de l'Allgäu s'incurve assez brusquement vers l'E; en même temps le plan de chevauchement se redresse de plus en plus et prend bientôt la forme bien connue de fracture verticale séparant le Flysch de l'avant pays des couches triasiques et jurassiques de l'Allgäu.

Le second chapitre du travail de M. Rothpletz est consacré à la partie occidentale de sa masse chevauchante rhétique. Après avoir rappelé que les masses triasiques du Rhæticon sont de toutes parts en chevauchement sur un soubassement beaucoup plus jeune, formé dans la règle de Flysch, l'auteur aborde la discussion des deux travaux publiés dans ces dernières années par M. Lorenz sur le Flächerberg et le Falkniss. A propos du **Fläscherberg**, il commence par nier absolument la présence du Dogger sur le versant SW de la chaîne; les formations considérées comme telles par M. Lorenz n'ayant pas le faciès caractéristique du Dogger de la région et les fossiles signalés par M. Lorenz comme typiques étant tous sujets à caution. Les couches représentées comme Dogger dans le profil de la Haldenspitz à l'E de Fläsch sont de simples intercalations schisteuses dans la partie inférieure du Tithonique et la coupe orientée de l'W à l'E à travers cette sommité montre un simple synclinal déjeté de Tithonique surmonté vers l'W par un jambage renversé de Malm. A propos du Néocomien du Fläscherberg, M. Rothpletz fait remarquer qu'il est facile d'y distinguer un niveau inférieur très épais, formé de schistes calcaires, et qui, d'après ses fossiles, représente en tous cas le Berriasien, probablement aussi le Valangien, et un niveau supérieur représenté par des calcaires sableux et siliceux d'âge hauterivien avec *Toxaster complanatus*.

En ce qui concerne la chaîne du **Falkniss**, M. Rothpletz fait une série d'objections d'ordre stratigraphique au travail de M. Lorenz; il commence par insister sur le fait que le Flysch n'est en aucune façon toujours oligocène, mais qu'il représente simplement un faciès, qui peut correspondre suivant les régions à tous les niveaux compris entre le Crétacique moyen et l'Oligocène. Au Falkniss une partie du Flysch est certainement crétacique, mais parmi les arguments paléontologiques mis en avant par M. Lorenz en faveur d'un âge infracrétacique aucun n'est absolument probant, et l'âge de la brèche de Tristel, considérée comme urgo-aptienne parce

qu'elle contient des *Orbitolina lenticularis*, est loin d'être démontré; en effet les échantillons d'Orbitolines récoltés à ce niveau par M. Lorenz pourraient tout aussi bien appartenir à une autre espèce et en particulier à *Orbitolina concava*. Enfin il est certain qu'une partie des schistes attribués par M. Lorenz au Crétacique inférieur appartient au Lias.

M. Rothpletz est d'accord avec M. Lorenz pour attribuer au Tithonique les calcaires clairs des Kirchlispitzen et de la Sulzfluh, mais il conteste l'âge tithonique de la Brèche du Falkniss, dont on n'a cité aucun fossile probant et qui, avec les calcaires gris sableux, les calcaires à silex et les marnes qui l'enveloppent, paraît appartenir beaucoup plutôt au Lias. Par contre les calcaires clairs ou rougeâtres, plaquetés ou en bancs épais, riches en Foraminifères, que M. Lorenz a attribués au Crétacique supérieur, en déterminant comme *Belemnitella mucronata* 2 Belemnites indéterminables, doivent être classés dans le Tithonique, comme M. Rothpletz l'avait fait antérieurement.

A propos du Trias, M. Rothpletz conteste le contraste de faciès admis par M. Lorenz entre le Rhæticon proprement dit et sa bordure méridionale basé d'une part sur l'absence vers le N du gypse, abondant vers le S et par le développement vers le S au niveau du Muschelkalk de schistes calcaires (Streifenschiefer) et de calcaires foncés à silex. En effet le gypse est aussi bien développé vers le N que plus au S et d'autre part les Streifenschiefer avec les calcaires foncés qui leur sont associés sont des plus douteux au point de vue de leur détermination stratigraphique; les premiers pourraient même fort bien appartenir au Flysch.

Ces modifications stratigraphiques doivent forcément amener un remaniement complet des profils tectoniques de la région du Falkniss, mais sur ce point l'auteur n'ajoute rien de nouveau à ses travaux antérieurs.

Passant ensuite à la région d'Arosa, M. Rothpletz examine les divergences d'ordre surtout stratigraphique qui existent entre ses propres levés et ceux de M. H. Hœck (voir *Revue* pour 1903). La première divergence consiste en ce que M. Hœck a identifié avec le Hauptdolomit des calcaires dolomitiques très différents du Hauptdolomit typique, non bitumineux, associé à des quartzites et des schistes du type des Quartenschiefer, qui en réalité présente tous les caractères du Rötidolomit. Quant à l'âge de cette dolomie il faut remarquer d'abord qu'elle est intimement liée par sa base à la Sernifite,

dont elle représente ainsi la couverture normale, ensuite qu'elle n'est jamais associée aux couches de Kössen ou de Raibl, comme cela devrait être si elle faisait partie du Trias supérieur. Par places, ainsi au Sandhubel, la dolomie de la Röti manque entre le Verrucano et le Trias, mais elle ne se retrouve pas davantage à un niveau plus élevé. L'auteur maintient donc que le complexe du Rötidolomit ne peut appartenir qu'au Permien ou au Trias inférieur.

La seconde divergence réside dans l'attribution de la radiolarite, que M. Høek classe dans le Jurassique supérieur tandis que son analogie absolue avec certains schistes associés à la dolomie de la Röti rend plausible son âge permien ou infratriasique. Le passage de la radiolarite au calcaire jurassique de Pretsch, que M. Høek a cru observer, ne semble pas exister.

D'autre part les brèches, associées à des radiolarites, que M. Høek fait rentrer dans le Crétacique supérieur, ont été classées ainsi sans argument plausible et font beaucoup plutôt partie du Lias. Enfin il est vraisemblable qu'une bonne partie de ce que M. Høek classe dans le Flysch du soubassement des masses chevauchées, appartient encore au Lias.

M. Rothpletz a eu ensuite l'occasion d'explorer à nouveau les environs de la route de l'Albula. Il a constaté d'abord qu'ici comme ailleurs Théobald a pris pour du Hauptdolomit, ce qui n'est autre chose que du Rötidolomit. Il a reconnu ensuite l'existence d'une grande fracture dirigée W-E de Stein dans l'Oberhalbstein par le Piz Kertsch et le versant S du Piz Kesch jusqu'à l'Inn à l'E de Brail, où elle rejoint une autre fracture dirigée N-S et passant par le versant W du Piz d'Esen et par le Val Casanna, pour s'incurver ensuite vers le SE dans la direction de Livigno. Au S et à l'E de ces deux fractures l'on ne voit du Trias que les couches de Kössen reposant directement et en discordance sur la dolomie de la Röti.

Dans la région de la **vallée de l'Albula** et du massif d'Aëla, M. Rothpletz signale tout un réseau de fractures, qu'il est impossible de détailler ici et dont la plus importante suit à peu près l'axe de la vallée, depuis Filisur jusqu'un peu à l'W du Col de l'Albula, où elle coupe la grande fracture précitée Stein-Brail. Du côté du S on voit les dolomies supratriasiques du Piz Aëla plonger verticalement avec une direction W-E le long de cette dernière dislocation; du Lias s'applique contre elles avec des plongements très irréguliers, puis viennent du

Rötidolomit et de la Sernifite. Les environs du col de l'Albula sont constitués par du Lias situé au S de la grande fracture et reposant directement sur du Rötidolomit et de la Sernifite. Puis, vers le NE, on voit la dolomie de la Röti typique recouvrir le Lias et former tout le sommet du Piz Uertsch, en représentant évidemment le jambage renversé d'un grand pli couché au N. Ce pli, qui se suit d'une part vers l'E jusqu'à Zutz et Cinuschel dans le bassin de l'Inn, de l'autre vers l'W par le Val Lung, n'appartient certainement pas à la masse rhétique, mais à son soubassement, qui se trouve ici relativement élevé grâce à la grande faille Stein-Brail; il a été du reste certainement couvert par la nappe rhétique. Il est limité au S par une autre faille parallèle à la première qui met ses formations en contact avec le massif granitique de l'Albula et du Piz d'Err. Ce massif appartient, comme les chaînes situées au N de l'Albula, à la masse rhétique; dans toute son extrémité occidentale on le voit reposer sur le Lias; l'on sait d'autre part que le tunnel de l'Albula a traversé au beau milieu du granite des enclaves de terrains sédimentaires; or après avoir examiné des échantillons de ces roches, M. Rothpletz arrive à la conviction que ce sont des lambeaux de Lias appartenant au soubassement de la masse rhétique et pincés dans sa base.

Vers le S la masse granitique de l'Albula est limitée par une nouvelle faille verticale se dirigeant de Bevers et Samaden vers l'W jusqu'au versant S du Piz Picougl et au Val Savriaz supérieur. Au-delà de cette fracture on voit réapparaître les formations du soubassement, c'est-à-dire du Verrucano, du Rötidolomit, des couches de Koessen, du Lias et du Flysch, plissées en plis serrés et couchés au NW; cette sorte de fenêtre finit à l'E vers l'Inn et au S suit la ligne d'une nouvelle faille, passant par Saint-Moritz et le versant N du Piz Julier, pour se continuer ensuite dans la direction du SW; cette fracture met les formations du soubassement en contact avec le massif granitique du Julier. A propos du Piz Padella qui s'élève au-dessus de Samaden, près de l'extrémité orientale de cette fenêtre, M. Rothpletz commence par contester absolument la série stratigraphique du Trias que Theobald a cru y reconnaître et considère le Hauptdolomit et les dolomies jaunes avec corgueules sous-jacentes de Theobald comme du Rötidolomit, et la série médio et infratriasique de Theobald comme du Lias et peut-être en partie du Flysch. Il critique ensuite les profils établis successivement à travers cette chaîne par Theobald, Gumbel et MM. Diener, Böse et Schil-

ler et finit par décrire le Piz Padella comme formé par un anticlinal couché au N de Rötidolomit, bordé au N et au S par des jambages comprenant les couches de Kœssen, le Lias et le Flysch; les couches de Kœssen paraissent être discordantes et transgressives sur la dolomie; le jambage normal de ce pli aboutit dans un large synclinal de Flysch, sur lequel se trouve l'Alp Clavadatsch. Vers l'E ce synclinal, formé de Lias, se continue au Schafberg, où il est encadré entre deux zones de Rötidolomit. Son jambage S est coupé par une faille verticale, au-delà de laquelle on voit la chaîne du Piz Nair formée par un puissant complexe de Sernifite qui plonge au S; sur ce dernier repose d'abord une brèche polygénique liasique, puis les schistes du Lias; vers l'W on peut suivre la Sernifite et la brèche liasique jusqu'au Col de Suvretta, où ils plongent au SE sous le granite du Piz Julier et de là par le versant S du Piz Trenterovas; au Piz d'Agnelli la Sernifite supporte le Rötidolomit, des couches de Kœssen et des schistes du Lias, et la même série se retrouve au Piz Bardella, avec ce fait en plus qu'ici l'on voit le soubassement de la Sernifite, formé de Schistes lustrés, que M. Rothpletz considère comme paléozoïques. Il est ainsi démontré que les formations du Piz Nair se raccordent avec le soubassement du granite du Julier.

Le chevauchement du granite et des schistes cristallins du **Julier** sur les formations plus récentes du Permien et du Lias, replissés en un synclinal couché, est évident depuis le Piz Julier jusqu'aux abords des lacs de Sils et de Silvaplana. Le long de la vallée de l'Inn, M. Rothpletz admet une faille séparant la masse du Julier de celle de la **Bernina**; pourtant toutes deux se trouvent dans une position tectonique analogue et l'on peut suivre le plan de chevauchement de la seconde sur les schistes paléozoïques depuis Silvaplana par le versant W du Piz Corvatsch et de la Sella, puis par le versant S du Piz Rosegg jusqu'au Piz Palu. Là la masse granitique cesse brusquement le long d'une faille verticale dirigée vers le N par le Piz Languard jusque dans le bas du Val Chiamuera. Un profil dirigé de Sils Maria vers le Piz Corvatsch montre le gneiss du sommet du Corvatsch chevauchant sur un complexe replissé de schistes paléozoïques; ceux-ci, qui s'appuient sur le gneiss, sont riches en calcaire à la base et contiennent même des bancs importants de dolomies marmorisées; vers le haut ils prennent l'aspect de schistes sériciteux et chloriteux qui semblent représenter des tuffs diabasiques modifiés. Le niveau calcaire inférieur réapparaît au-dessous du plan de

chevauchement et est séparé du gneiss du Corvatsch par une zone de roches basiques probablement tertiaires comme celles qui existent ailleurs dans les Grisons.

De là le plan de chevauchement des gneiss et granites s'élève d'une façon générale jusqu'au Rosegg et à la Bernina.

A l'E de la grande faille verticale qui limite de ce côté le massif granitique et gneissique de la Bernina, on voit de nouveau affleurer le soubassement de la masse rhétique, dans lequel se trouvent le passage de la Bernina et le Heuthal. Ici l'interprétation tectonique et stratigraphique de Theobald, comme du reste celles données plus tard par MM. Suess, Diener et Böse sont incorrectes; le Trias austro-alpin fait complètement défaut et nous retrouvons la série caractéristique pour le soubassement de toute cette partie de la masse rhétique et formé de gneiss, de Sernifite, de Rötidolomit, de couches de Kœssen discordantes et transgressives et de schistes liasiques. Ces formations sont repliées en un synclinal couché qui, interrompu il est vrai à plusieurs reprises par des décrochements horizontaux, se suit pourtant par la Fuorcla di Carale, puis par le versant NE du Piz d'Arlas, par le versant N du Val d'Arlas et enfin par le Piz d'Alv jusqu'au Piz Tschüffer. Ce synclinal, presque horizontal et fermé au S E, a certainement subi un laminage intense du fait de la masse rhétique chevauchante qui l'a recouvert et a été ensuite enlevée par l'érosion. Un synclinal tout semblable se retrouve un peu plus au NE dans le versant occidental du Val Chamuëra et dans l'arête du Piz Vauglia et du Piz Mezzaun.

Vers l'E ce territoire, dans lequel affleure le soubassement de la nappe rhétique, est bordé brusquement par les massifs du Piz d'Esen et du Piz Casanna, dont les caractères stratigraphiques sont absolument différents. Le Trias austro-alpin prend ici un puissant développement et comprend comme dans les chaînes septentrionales des Grisons; 1° des grès quartzeux rouges ou jaunes (Buntsandstein), 2° des corgueules, 3° un calcaire foncé plus ou moins dolomitique (Muschelkalk) avec des silex, 4° un puissant massif de calcaires dolomitiques de couleur claire (Trias supérieur) qui supporte les couches de Kœssen et dont on a rapproché à cause de cela, bien à tort, le Rötidolomit de la série du soubassement; les deux roches sont pourtant très différentes et de plus on ne trouve jamais entre les dolomies supratriasiques et les couches

de Kœssen la discordance qui est manifeste entre le Rötidolomit et ces dernières. Sur les couches de Kœssen se superpose directement les schistes marno-calcaires très fossilifères du Lias (faciès d'Allgäu). Le soubassement normal de ce Trias austro-alpin est formé par un complexe de schistes variés, en partie holocristallins, en partie cristallins avec des restes de structure clastique, d'âge indéterminé, les schistes de Casanna.

Le Piz d'Essen et le Piz de Casanna appartiennent donc à la masse rhétique, tandis que vers l'W celle-ci est enlevée par l'érosion et qu'on en voit apparaître le soubassement, dont les caractères stratigraphiques et tectoniques sont exactement concordants avec ceux que nous avons trouvé au Piz d'Alv et au Piz Mezzaun. Le synclinal de Lias et de Rötidolomit, toujours couché au NW, se retrouve dans la partie inférieure du Val Trupschum, puis les couches repliées et renversées du Rötidolomit de ce pli buttent brusquement vers l'E par faille contre une série normale de Trias, de Lias et d'Aptychenkalk, qui forme le Piz de Casanna et la base du Piz d'Essen et sur laquelle vient chevaucher la masse triasique du sommet de ce dernier. Le même contact par faille entre la nappe rhétique affaissée vers l'E et la partie de son soubassement restée relativement élevée vers l'W se retrouve à l'W et au S du Piz de Casanna, ainsi que le long de la ligne Col de Casanna, Federia et Livigno, suivant laquelle on voit constamment le Trias austro-alpin butter contre les schistes de Casanna.

En même temps on peut suivre depuis le Piz d'Essen, par le Val Spöl au N de Livigno et par le versant S du Monte del Ferro, le chevauchement d'une masse supérieure de Trias sur le Lias et les calcaires à Aptychus, superposés au Trias du Piz de Casanna et des environs de Livigno.

De Livigno la fracture qui borde la masse rhétique prend une direction presque W-E et se suit par le Val Fraele jusqu'au pied S du Monte Solen, puis elle se continue par le Val Forcola et par le pied S du Piz Umbrail jusqu'au Stelvio (Stilfser Joch).

M. Rothpletz aborde ici l'étude du **massif de l'Ortler** et des régions avoisinantes qu'il est intéressant de comparer à celle faite du même territoire par M. Termier (voir plus haut p. 207). Il suit depuis la région de Livigno la grande faille marginale de la masse rhétique, d'abord entre le Monte Pettini et la Cima di Plator, puis entre la Punta dei Pastori et le

Monte Pedenollo et entre la Punta di Rhims et le Monte Braulio, enfin entre le Piz Umbrail et le massif de l'Ortler. Dans toute cette région le contraste stratigraphique, qui existait d'une façon frappante des deux côtés de la grande fracture, ne se montre plus et de part et d'autre on trouve des couches équivalentes du Trias. Vers le S les chaînes de la Cima di Plator, du Monte delle Scale, du Monte Pedenollo et du Monte Cristallo sont toutes formées par un même synclinal couché de dolomies triasiques, dont les couches plongeant isoclinalement vers le N sont comprises entre le complexe sous-jacent des schistes cristallins de Bormio et du Val Furva et un complexe supérieur des mêmes schistes qui est développé au sommet du Pedenollo, au Braulio et dans le versant N du Scorluzzo. Au cœur du pli l'on trouve, depuis la Cima di Plator jusque dans le versant S du Monte Braulio et à Spondalunga vers le haut des gorges de Braulio, des couches de Kœssen fossilifères et caractérisées en particulier par *Avicula contorta* et *Holopella alpina*, et à Spondalunga M. Rothpletz a constaté la charnière de ce rhétien qui est fermée au N; il conclut donc, contrairement à la manière de voir de M. Termier, que le synclinal triasique et rhétien des gorges de Braulio est fermé au N et recouvert par un grand pli couché au S de schistes de Casanna, sa direction étant sensiblement E-W.

La série renversée, plongeant au N de ce synclinal, est coupée brusquement, suivant la ligne indiquée, par la grande fracture marginale de la masse rhétique et vient butter contre la série normale de schistes de Casanna, de Trias et de Rhétien plongeant faiblement au N, qu'on peut suivre depuis le Piz Casanna au Monte Crapene, près de Livigno et de là par le Monte Pettini, la Punta dei Pastori, la Punta da Rims jusqu'au Piz Umbrail. Cette série fait partie de la masse rhétique et s'est affaissée le long de la ligne de fracture marginale; elle est recouverte par une deuxième série analogue, formée comme elle de schistes de Casanna et de Trias, et qui est représentée par les schistes cristallins du Piz Chazfora, chevauchant sur le Trias du Piz Umbrail; ce complexe supérieur existe plus à l'W au sommet de la Cima la Casina et se continue jusqu'au Monte Ferro et au Piz d'Essen où le Trias chevauche sur le Lias ou les calcaires à *Aptychus*. Enfin une troisième écaille paraît être représentée par des lambeaux au Piz Ett et au Piz Lad. Contrairement à l'opinion de M. Termier, M. Rothpletz voit dans ces retours répétés de couches plus anciennes sur des formations plus jeunes non des plis en

nappes enracinés au S, mais des écailles superposées les unes aux autres par des poussées venues de l'E ou du NE.

Dans le massif même de l'Ortler le Trias est formé par une masse uniforme de calcaires dolomitiques, dans laquelle toute classification stratigraphique est impossible; ces calcaires reposent visiblement en discordance sur les schistes cristallins sous-jacents. Ceux-ci constituent un complexe difficile à diviser, dans lequel on peut pourtant distinguer un terme supérieur de gneiss et de micaschistes montrant des restes de structure détritique et associés à des quartzphyllites, et un terme inférieur dans lequel prédominent les gneiss œillés et les micaschistes francs. Dans ces roches cristallophylliennes on rencontre d'une part de petits massifs granitiques intrusifs, de l'autre des roches filoniennes basiques, les Ortlerites et les Suldenites, dont les relations étroites avec des roches dioritiques sont évidentes en différents points du Val Zebbru; or ces roches traversent non seulement les schistes cristallins, mais aussi les dolomies triasiques, ce qui montre d'abord qu'elles sont d'âge posttriasiques, ensuite que le Trias de l'Ortler est bien la couverture normale des roches sous-jacentes.

Au point de vue tectonique, M. Rothpletz, comme M. Termier, raccorde les dolomies triasiques de l'Ortler avec celles du Monte Cristallo et des gorges de Braulio, mais en donnant à tout cet ensemble, comme nous l'avons vu, le sens d'un synclinal fermé au N et couché au S. Suivant une ligne passant par la Königspitze, l'Ortler et Zumpanell, le jambage renversé de ce pli semble supprimé en grande partie, car, entre la Königspitze et le sommet du Zebbru, l'auteur croit avoir trouvé des couches de Kœssen formant le couronnement du Trias. Vers le N, les dolomies de l'Ortler viennent butter contre les schistes cristallins de la Röthlspitz et de Zumpanell, suivant une faille très accusée, orientée E-W et qui n'est autre que la fracture marginale de la masse rhétique; il n'est donc pas possible de considérer les schistes cristallins de Zumpanell comme appartenant au même jambage renversé que ceux du Scortuzzo; ils appartiennent à la même série normale qui forme le Piz Umbrail.

La grande fracture marginale de la masse rhétique, que M. Rothpletz a suivie de Livigno jusque dans le Guldenthal, ne peut cesser ici brusquement; aussi, après avoir examiné diverses possibilités, l'auteur admet-il qu'elle se prolonge par la vallée de l'Adige jusqu'à Meran où elle se confond avec la

ligne du Gailthal. Or les différentes fractures qui constituent cette ligne tectonique de première importance ont visiblement affecté plus à l'E les sédiments de l'Oligocène moyen, tandis que l'Oligocène supérieur et le Miocène les recouvrent sans en être influencés ; on peut donc conclure qu'elles datent du Miocène moyen, ainsi que toute la partie occidentale de la fracture marginale S de la masse rhétique.

Après cette étude du bord occidental et méridional de la masse rhétique, M. Rothpletz revient à la bordure septentrionale à l'E de Hindelang ; il montre que le plan de chevauchement presque horizontal des Alpes calcaires sur l'avant-pays, tel qu'il existe depuis le Rhæticon jusqu'à Hindelang, se transforme vers l'E en une faille verticale ou plutôt en un système de failles parallèles. Ces fractures constituent non seulement des limites tectoniques, mais aussi des limites stratigraphiques, et c'est ainsi que dans la région de Vile on peut voir, de part et d'autre de l'une d'elles, deux séries très différentes, dont l'une au N comprend au-dessus du Trias les couches de Kœssen, puis les schistes liasiques de l'Allgäu, des calcaires à *Aptychus* supra-jurassiques et des marnes néocomiennes, dont l'autre au S commence directement au-dessus du Trias par les calcaires rouges du Hierlatz, représentant tout le Jurassique et qui sont surmontés immédiatement par le Gault. Ce contraste ne peut évidemment pas s'expliquer par un simple affaissement de la partie N ; il est probable que le plan de fracture a fonctionné en outre comme un plan de glissement horizontal, dont la lèvre N est restée en arrière relativement à la lèvre S pendant le mouvement d'ensemble de la masse rhétique vers l'W.

Il est impossible de suivre ici M. Rothpletz dans le détail des observations qu'il a faites plus à l'E, dans les Alpes autrichiennes, et je dois me contenter de citer quelques faits principaux. L'auteur explique les anomalies tectoniques du Karrwendel en admettant ici encore de grandes fractures longitudinales, nées probablement avant les plissements alpins, et suivant lesquels se sont produits successivement des mouvements verticaux et horizontaux ; pendant ces mouvements, les masses voisines et séparées par des failles ont parfois débordé les unes sur les autres, donnant naissance à des chevauchements plus ou moins importants. Au Brenner, l'auteur admet un chevauchement dirigé de l'E à l'W des schistes carbonifériens sur les masses calcaires de la Schleierwand, des Tribulaun et de la vallée de Gschnitz ; il suppose d'autre

part une faille verticale et transversale qui se suivrait depuis Sterzing au S jusque près d'Innsbruck au N.

La dernière partie des « Alpenforschungen » est consacrée à la discussion de la théorie du mouvement subi par la masse rhétique. L'auteur y fait ressortir d'abord les différences tectoniques qui existent entre la bordure occidentale de la masse, ou ce qu'il appelle le bord frontal, et les bordures méridionale et septentrionale ; suivant la première, on constate de vastes chevauchements des faciès austro-alpins sur un soubassement à faciès occidental et suivant un plan peu incliné, tandis que le long des bordures N et S la masse rhétique est bordée par des failles verticales ou fortement inclinées et montre un affaissement par rapport aux formations voisines. La masse poussée ainsi, dans l'idée de l'auteur, de l'E à l'W devait représenter une gigantesque écaille détachée de son amorce suivant un plan faiblement incliné vers l'E ; son plan de glissement montre de nombreuses irrégularités qui ont dû accroître considérablement les frottements et les résistances ; de plus, les deux grandes fractures entre lesquelles cette écaille était comme emprisonnée pendant son mouvement convergaient vers l'W, et de cette convergence devait résulter une seconde catégorie de résistances. Les frottements énormes qui se sont produits forcément entre la masse chevauchante et son soubassement ont eu pour conséquence un ralentissement de la base de la première relativement à sa surface et ont occasionné ainsi la formation de plis et surtout d'écaillés dirigées N-S ; ils ont été de plus la cause de la naissance de zones de broyage, de lames de charriage, etc.... Quant à la convergence des fractures directrices vers l'W, nécessitant un rétrécissement progressif de la masse, elle a provoqué la formation de nouveaux ridements longitudinaux, dirigés E-W, qui sont venus se superposer aux plis préexistants, et de nombreux chevauchements locaux. D'autre part, les deux zones qui bordaient la masse rhétique au N et au S ont été comme écrasées par la pénétration entre elles de cette sorte de coin.

L'auteur admet comme possible, mais non démontré, que les Dinarides aient participé au mouvement vers l'W de la masse rhétique. Quant aux formations qui, dans les Grisons, constituent le soubassement de cette même masse, il les considère comme faisant partie d'une nappe inférieure, chevauchée aussi vers l'W et à laquelle appartiennent encore le Säntis, les Churfirten, le Mürtschenstock et le Schild, le Kärpfstock,

la Ringelspitz, le Hausstock et les Brigelser Hörner. Après un essai d'explication des causes du chevauchement de la masse rhétique, M. Rothpletz montre que, si l'on peut considérer comme probable que ce mouvement s'est effectué pendant l'Oligocène, c'est-à-dire avant la dernière phase des grands ridements alpins, la possibilité n'est pourtant pas exclue qu'il se soit produit seulement pendant cette dernière phase aux temps miocènes.

Enfin, dans un chapitre final, M. Rothpletz fait un exposé historique et critique des principaux travaux publiés récemment sur la tectonique générale des Alpes. Parlant d'abord de l'étude de M. Steinmann, que nous allons analyser ci-dessous, il reproche à cet auteur d'avoir voulu d'une part cantonner les roches ophitiques dans une seule unité tectonique, sa nappe rhétique, qu'il ne faut pas confondre avec la masse rhétique de Rothpletz, d'avoir d'autre part confondu avec les schistes lustrés mésozoïques et tertiaires des schistes paléozoïques, beaucoup plus cristallins. Parlant ensuite de la publication de M. Lugeon, *Les grandes nappes de recouvrement dans les Alpes du Chablais et de la Suisse*, M. Rothpletz considère la conception qui y est exposée de la tectonique du Rhæticon comme insuffisamment fondée, puisqu'elle ne comporte aucune indication précise sur la racine de la nappe du Rhæticon. Enfin, à propos des notes récentes de M. Termier, M. Rothpletz insiste sur l'impossibilité d'édifier une conception tectonique aussi audacieuse de la région du Brenner sur les données si incertaines que fournit ici la stratigraphie, et il montre que la répartition des faciès du Trias dans les massifs de l'Ortler et de l'Umbrail et dans les chaînes calcaires à l'E de la Basse-Engadine s'accorde fort mal avec l'interprétation donnée de ce territoire par le savant géologue français.

M. G. STEINMANN (65), qui longtemps a défendu l'hypothèse de mouvements dirigés du N au S dans les Préalpes et les Klippes, vient de se rallier à la notion d'une origine méridionale pour ces mêmes unités tectoniques, comme du reste pour tout l'ensemble du système alpin.

L'auteur s'est convaincu personnellement que la Brèche de la Hornfluh repose bien de toutes parts sur le Flysch des Préalpes médianes, faisant ainsi partie d'une nappe supérieure; il a constaté de plus la présence sur la Brèche d'un complexe distinct, dont les éléments les plus caractéristiques sont des calcaires à Radiolaires et des spilites, et qui doit

représenter une dernière nappe. D'autres observations faites dans les Préalpes cadrent toutes avec la notion des nappes empilées et enracinées au S ; c'est en particulier le cas de la découverte dans le ravin de la Veveyse de Châtel de nombreux blocs d'une brèche cristalline que l'auteur rapproche de formations semblables intercalées dans le Verrucano de la vallée du Rhin antérieur et qui aurait été amenée jusque sur la bordure des Préalpes pendant les charriages.

Quant au prolongement des nappes préalpines vers l'E dans le Rhæticon, M. Steinmann ne partage pas absolument la manière de voir de MM. Schardt et Lugeon ; pour lui, ces nappes se retrouvent sous le complexe austro-alpin du Rhæticon où elles sont représentées par des faciès tout à fait semblables à ceux des Préalpes et caractérisées par de fréquentes intercalations de roches ophitiques. Elles montrent ici des dislocations intenses, tout à fait comparables à celles qu'on rencontre dans les Klippes, et sont séparées soit des formations du Rhæticon, soit des Schistes lustrés sous-jacents par des plans de glissement et des chevauchements considérables. Cette superposition des trois complexes des Schistes lustrés, de la série vindélicienne et de la série austro-alpine, se retrouve à peu près tout autour du massif de la Silvretta et indique clairement l'existence de trois systèmes de nappes, dont le second correspond aux Préalpes et aux Klippes ; dans la Basse-Engadine pourtant, la série austro-alpine recouvre directement celle des Schistes lustrés, ce qui doit faire admettre un retrait brusque vers l'E du front des nappes préalpines. La nappe des Préalpes médianes constitue la série vindélicienne proprement dite, où l'on peut voir généralement les faciès des chaînes extérieures des Préalpes à la base, puis au-dessus ceux des chaînes plus internes. Quant à la nappe de la Brèche, elle ne se prolonge certainement pas dans celle du Rhæticon, dont les faciès sont totalement différents ; elle paraît être réduite dans les Grisons à quelques lambeaux de brèches calcaires qui sont superposés sporadiquement au dos de la série vindélicienne et sont comme écrasés entre celle-ci et la série chevauchante. Enfin, la nappe des couches à Radiolaires et des ophites, que M. Steinmann a admise au-dessus de la Brèche de la Hornfluh et dont il voit des restes soit dans les Klippes cristallines des Gets, soit dans les roches ophitiques des Klippes d'Iberg, elle apparaît au-dessus des nappes précédentes soit dans le S du Rhæticon, soit dans la région d'Arosa, où elle se distingue par la présence de roches basiques, de schistes de Casanna, de Verru-

cano, de grès et de dolomies triasiques pauvres en fossiles, de schistes liasiques et de radiolarites supra-jurassiques. Elle existe avec les mêmes caractères directement au-dessus des Schistes lustrés dans la Basse-Engadine ; elle se retrouve entre la série vindélicienne et les formations austro-alpines dans la région d'Oberstdorf et doit se continuer sur tout le front de cette partie des Alpes calcaires septentrionales. C'est à elle que M. Steinmann applique le nom de nappe rhétique.

C'est sur ces trois nappes préalpines que se superpose la nappe austro-alpine (= masse rhétique de Rothpletz) qui constitue les Alpes calcaires septentrionales d'Autriche jusqu'au Rhæticon et le massif de la Silvretta, et à la formation de laquelle prennent part un épais complexe de schistes cristallins, du Trias austro-alpin, des calcaires à Radiolaires ou à *Aptychus* supra-jurassiques. Cette énorme masse chevauchante, qui est conservée encore vers l'E et qui a fonctionné sur les éléments sous-jacents comme un « traîneau écraseur », doit avoir existé aussi en Suisse, et on peut en particulier lui attribuer les calcaires fossilifères du Trias moyen et les calcaires du Wetterstein des Klippes d'Iberg et de Gisswyl ; il est même permis d'admettre qu'elle se prolongeait jusqu'en Savoie.

M. Steinmann aborde ensuite plus spécialement l'étude des formations caractéristiques de la nappe rhétique, les roches basiques et les radiolarites. Les premières sont partout, depuis le Chablais jusque dans le Rhæticon, localisées dans cette nappe, et les laminages intenses qu'elles y ont subis montrent qu'elles ont été amenées passivement par le charriage sur leurs emplacements actuels ; comme d'autre part elles traversent en filons toutes les formations jusque et y compris le Jurassique, elles datent au plus tôt des temps crétaciques ; enfin leur origine doit très probablement être cherchée dans la zone des amphibolites d'Ivrée. Si l'on étudie maintenant l'extension générale des roches basiques dans le domaine des plissements alpins, on constate qu'elles sont partout accompagnées de couches à Radiolaires, ainsi en Suisse, en Bosnie, en Grèce, en Asie Mineure, dans les îles de la Sonde, en Californie, etc.... ; il y a donc ici une relation qui mérite d'être examinée de près.

Les couches à Radiolaires doivent être considérées, contrairement à l'opinion de Sir J. Murray, de Sir A. Geikie et d'autres, comme des formations de profondeur ; ce sont des strates siliceuses, de couleur variée, absolument comparables aux dépôts à Radiolaires des grands fonds actuels, dans les-

quelles s'intercalent de minces lits d'argile avec Bélemnites et Aptychus. Par augmentation progressive de l'élément détritique, elles peuvent passer à des argiles des grands fonds, très fines, homogènes et pauvres en carbonates. Il y a parfois alternances d'argile et de calcaires, mais dans ce cas les surfaces des bancs calcaires sont corrodées, ce qui implique une sédimentation de grande profondeur. D'autres fois l'on trouve des alternances de radiolarite pure avec des bancs calcaires à rognons siliceux et l'on peut suivre la transition graduelle de la Radiolarite franche aux calcaires à silex, aux calcaires à Aptychus et même aux calcaires à ammonites.

Ces divers faciès, qui représentent donc une sédimentation bathiale, sont toujours associés dans la nappe rhétique au niveau du Jurassique supérieur et du Néocomien, tandis qu'au-dessus le Crétacique supérieur est représenté par des sédiments plus ou moins grossièrement détritiques, ainsi dans les Alpes bavaroises, aux environs d'Arosa, dans la région du lac de Garde et du lac Majeur, dans les Dinarides et l'Apennin. Lorsqu'au contraire, comme dans les Alpes et les Préalpes suisses et dans les Alpes calcaires méridionales à l'E du lac de Garde, le Malm est essentiellement calcaire, le Crétacique supérieur prend le faciès de couches à Foraminifères. Enfin, tandis qu'en Suisse il y a eu sédimentation concordante du Trias à la fin du Crétacique, il y a dans les Alpes septentrionales d'Autriche transgression discordante du Crétacique supérieur sur des formations beaucoup plus anciennes.

D'après cet ensemble de faits, M. Steinmann conclut qu'un vaste géosynclinal, dirigé E-W, devait exister pendant la fin du Jurassique et le commencement du Crétacique et comprendre cinq zones de sédimentation distinctes se suivant du N au S comme suit : 1^o zone du faciès helvétique, 2^o zone du faciès préalpin, 3^o zone de la Brèche, 4^o zone de la nappe rhétique, 5^o zone du faciès austro-alpin. Dans les trois premières zones, la profondeur de l'eau a dû être relativement faible pendant le Jurassique supérieur et se maintenir ensuite jusque dans le Tertiaire par un affaissement lent et continu du sol ; dans les deux zones méridionales, au contraire, la profondeur, très grande d'abord, a dû diminuer assez brusquement pendant le Crétacique, en même temps que se produisaient des épanchements de roches basiques ; cet exhaussement s'est continué et a été le point de départ de la formation des deux nappes rhétiques et austro-alpines.

L'association des radiolarites et des roches basiques, qui

existe si fréquemment dans l'intérieur des plis alpins, se retrouve d'une façon analogue dans les chaînes hercyniennes et calédoniennes et il existe à ce point de vue une similitude remarquable entre la nappe rhétique et la partie méridionale des Highlands d'Ecosse ; dans cette dernière région, en effet, la base de l'Ordovicien comprend un complexe de radiolarites et de roches ophiolithiques, tandis qu'au-dessus l'Ordovicien supérieur et le Gotlandien sont constitués par des dépôts grossièrement détritiques avec par places des massifs lenticulaires de calcaires à polypiers. Ces couches sont redressées en plis serrés qui paraissent représenter une zone de racines et leur plissement a été suivi par des intrusions abondantes de granites et de diorites. Il semble ainsi que les magmas basiques se trouvent sous les grandes dépressions de l'écorce terrestre et qu'ils s'épanchent au milieu des sédiments de ces géosynclinaux, lorsque ceux-ci sont affectés par les efforts orogéniques.

Dans les systèmes de plis où n'existent pas de grandes nappes, comme dans les Cordillères, l'on ne rencontre ni sédiments de grands fonds, ni roches ophitiques, mais seulement des dépôts de profondeur moyenne ou faible et des roches basiques plus riches en alcalis et plus pauvres en silice que les ophites.

Dans un court appendice, M. Steinmann revient sur la question des roches basiques englobées dans le Flysch sous-jacent à la Brèche de la Hornfluh et insiste sur le fait qu'elles sont accompagnées ici encore de radiolarites suprajurassiques. Se basant sur l'absence de ces deux types de roches dans le Flysch supérieur du Hundsrück, entre la Brèche et les Préalpes médianes, et sur la localisation sur le plateau des Gets des ophites dans un synclinal de Flysch supérieur à la Brèche du Chablais, il admet que le Flysch du soubassement N de la Hornfluh représente le jambage renversé de la nappe de la Brèche et que les roches cristallines avec les radiolarites qui y sont contenues, sont des lambeaux d'une nappe supérieure, la nappe rhétique, pincés en synclinal. D'après lui, les Couches rouges qui enveloppent le front de la Brèche sont le revêtement normal de celle-ci et ne figurent nullement, comme l'a admis M. Jaccard, des lames détachées des Préalpes médianes.

MM. M. LUGEON et E. ARGAND (55) expliquent la tectonique de la zone du Piémont, depuis la région de Bonneval jusqu'au Tessin, en admettant l'existence de sept nappes superposées,

plus ou moins digitées et déversées au N ; ce sont de haut en bas :

1^o La nappe de la Dent Blanche, formée de gneiss reposant sur des terrains mésozoïques et séparée par le synclinal de Roisan de

2^o la nappe du Mont Marry - Mont Emilius. Celle-ci, constituée par du gneiss, recouvre les schistes de la vallée de Châtillon ; complètement écrasée dans le haut du val Tournanche, elle se suit par contre très facilement depuis le Mont Emilius jusqu'à la Doire près d'Irogne.

3^o La nappe du Mont Rose - Grand Paradis, dont le gneiss en forme de voûte normale vers l'W, recouvre visiblement des schistes mésozoïques dans le Furgenthal et les vallées de Bognanco et d'Antrona.

4^o La nappe du Grand-Saint-Bernard ou l'anticlinal des schistes de Casanna, qui se continue jusqu'à proximité du gneiss du Monte Leone et le recouvre avec une mince intercalation de schistes mésozoïques.

5^o, 6^o et 7^o Les trois nappes inférieures sont celles du Monte Leone, de Lebendun et d'Antigorio, qui constituent le massif du Simplon.

Dans une seconde note consacrée à la même région, MM. LUGEON et ARGAND (56) insistent sur l'importance des ondulations transversales qui se manifestent dans ce système de nappes. Un axe de relèvement maximum passe par le massif du Tessin, puis vient un ensellement transversal suivant le cours du Buthier à l'E d'Aoste, qui a permis la conservation des nappes supérieures, tandis que vers l'W les plis se relèvent de nouveau vers le massif du Grand Paradis. Les deux axes de relèvement transversal se trouvent là où le système des nappes du Piémont a butté contre les massifs du Mont Blanc et de l'Aar ; le relèvement est ainsi un effet de la résistance exercée par ceux-ci, résistance qui a en même temps provoqué la formation de replis déversés au S et souvent aussi le renversement des racines droites des nappes vers l'intérieur.

Alpes méridionales. — Les résultats scientifiques qui découlent du percement du Simplon continuent à occuper l'attention. M. H. SCHARDT a publié un nouveau résumé des principales constatations qu'il a faites concernant soit la tectonique et la structure de la chaîne, soit la circulation des eaux souterraines, soit la répartition des températures en

profondeur (64). Il a d'autre part répondu par une communication à la Société neuchâteloise des sciences naturelles aux observations formulées par M. Sulzer-Ziegler (63). J'ai moi-même donné un court aperçu des dernières publications consacrées au Simplon, particulièrement celles de M. Schardt (62); enfin, M. FR. FOX (46) a rendu compte des principaux faits mis en lumière par les travaux du tunnel en insistant particulièrement sur la question géothermique.

De son côté, M. A. STELLA a continué ses travaux sur cette région de la zone du Piémont. Dans une première notice (66), il s'est attaché surtout à établir des distinctions lithologiques et stratigraphiques précises. A propos du gneiss d'Antigorio, il montre que ce faciès granitoïde et œillé n'est pas limité, comme l'admettait Gerlach, mais se retrouve sous forme de lentilles au milieu des gneiss schisteux du Tessin; il rappelle les gneiss poudinguiformes qui existent soit dans le val Cairasca soit en d'autres points, et qui ont été retrouvés dans le tunnel.

A propos des roches amphiboliques qui sont intercalées dans le gneiss au Cervandone, au val Vigizzo, etc..., l'auteur fait remarquer qu'il faut distinguer les orthoamphibolites qui existent en plein gneiss non loin de la zone des amphibolites d'Ivrée et les paraamphibolites qui se trouvent plus au NW et sont liées soit avec des micaschistes, soit avec des calcschistes et des marbres.

Quant au complexe des Schistes lustrés, M. Stella y distingue un terme inférieur formé de micaschistes gneissiques ou granatifères, puis un ensemble de calcaires dolomitiques, de cornieules, de gypse et de quartzites d'âge triasique, et, enfin, les calcschistes proprement dits, généralement associés à des phyllades et qui appartiennent certainement pour la plus grande partie au Jurassique.

Cette conception stratigraphique amène forcément à concevoir les zones de calcschistes intercalées dans le gneiss comme des synclinaux et à supposer dans la chaîne du Simplon une série de plis couchés et empilés.

Dans une seconde notice (67) consacrée à la zone du Piémont entre la Doire et le Tessin, M. Stella commence par rappeler que ce territoire est constitué essentiellement par deux complexes, d'une part les schistes cristallins (gneiss et micaschistes), de l'autre les Schistes lustrés avec les calcaires, gypses et quartzites triasiques.

Si les divers massifs cristallins de la région montrent entre

eux des affinités lithologiques incontestables, ils offrent pour la plupart certains traits caractéristiques qui n'ont, il est vrai, rien d'absolu. Au point de vue tectonique, on rencontre des formes très variées, en éventail dans le massif de la Dent Blanche, en faisceaux presque isoclinaux dans la zone du Grand-Saint-Bernard, en coupole dans le petit massif de Boussine, en lambeaux de recouvrement au Pilonet. Entre les massifs cristallins, le complexe des Schistes lustrés est écrasé et laminé en synclinaux généralement très étroits ; le contact entre les Schistes lustrés et le complexe gneissique, qui paraît le plus souvent concordant, n'exclut nullement une discordance primaire, qui paraît au contraire probable.

Dans un chapitre spécial, l'auteur établit un parallèle entre le Mont Rose et le Simplon, homologuant les gneiss du Mont Rose avec ceux du Monte Leone et les gneiss sous-jacents du val d'Antrona et de la Cima Camughera avec ceux d'Antigorio, les Schistes lustrés du haut val Bognanco représentant ainsi l'équivalent de ceux de Devero.

M. Stella aborde ensuite l'étude détaillée du profil du Simplon ; il rappelle que l'on rencontre suivant ce profil six zones synclinales de calcschistes ou Schistes lustrés, celles de Brieg, de la Ganter, d'Amoinciei, d'Avino, de Valle et du Possetto, alternant avec six zones anticlinales gneissiques, celles de la Ganter, de Bérissal, du lac d'Avino N et S, de Lebendun et d'Antigorio. La masse gneissique de Bérissal est le prolongement de la zone du Grand-Saint-Bernard ; les anticlinales de la Ganter et du lac d'Avino sont des digitations d'une même masse, celle du Monte Leone. La zone de calcschistes de la Ganter devait se raccorder avec celle d'Amoinciei entre le gneiss du Monte Leone et celui de Bérissal ; quand aux deux zones d'Avino et de Valle, elles correspondent à des synclinaux peu importants. La lame gneissique de Lebendun se continue en plongeant au NW jusqu'au-dessous du niveau du tunnel, où elle doit se raccorder par une charnière synclinale avec la voûte gneissique coupée par la galerie entre les km. 5 et 7 d'Iselle ; l'analogie lithologique entre les deux masses de gneiss est frappante. Le synclinal de Possetto, qui sépare le gneiss d'Antigorio de celui de Lebendun, s'évase fortement vers le bas et se bifurque en deux pointes qui encadrent la voûte gneissique précitée des km. 5-7 et la séparent d'une part du gneiss de Lebendun, d'autre part de celui d'Antigorio. Enfin, sur le versant S du Val di Vedro, deux synclinaux de calcschistes intercalés dans le gneiss se raccordent visiblement l'un avec la zone de Possetto,

l'autre avec celle d'Avino. Au Monte Leone, les calcschistes de la zone d'Amoinciei s'incurvent en une charnière fermée au S qui enveloppe un cœur de gneiss de Bérissal, tandis qu'elle est entourée par le gneiss du Monte Leone.

L'auteur arrive ainsi à la conception d'un système de plis autochtones, dont un seul déversé au N, celui d'Antigorio, les autres déversés au S. Ceci l'amène forcément à discuter la notion des grands plis charriés exposée en 1903 par M. H. Schardt; il conteste les raccords établis par ce dernier entre les affleurements en surface et les zones rencontrées dans le tunnel et insiste particulièrement sur l'impossibilité d'un raccord direct entre la zone de calcschistes de Valle et le synclinal supérieur du versant droit du Val di Vedro. Ce fait seul lui suffit pour rejeter la notion des grands charriages dans les Alpes pennines, notion qui n'est en aucune façon confirmée par les observations récentes de M. Suess sur les roches basiques contenues dans le gneiss de la région du Simplon, puisque ces roches basiques sont essentiellement différentes de celles qu'on trouve plus au S dans la zone d'Ivrée.

Examinant ensuite un profil passant plus à l'W par Gressoney, le Pilonet, la Haute-Valpeline et le versant NE de la vallée de Bagne, M. Stella recherche si les faits observés s'expliquent d'une façon plus satisfaisante par la notion des plis autochtones ou par celle des grandes nappes de charriage. Il remarque que les trois grands massifs cristallins de la Sesia, de la Dent Blanche et du Grand-Saint-Bernard ont une individualité lithologique très marquée. Entre ces trois massifs se développe deux zones importantes de Schistes lustrés et de roches vertes qui sont toutes deux divisées en deux synclinaux divergents par les voûtes surbaissées de Boussine et d'Arceza. La première de ces voûtes se rattache lithologiquement à la zone du Grand-Saint-Bernard, tandis que la seconde a des caractères propres. Au milieu de la zone méridionale des Schistes lustrés s'élève la crête du Pilonet, formée par un lambeau de recouvrement de gneiss et de micaschistes se rattachant aux types du Mont Mary; ce lambeau représenterait donc le reste d'un pli enraciné dans le massif de la Dent Blanche et couché au S. Les Schistes lustrés sous-jacents sont les mêmes qui plus à l'E se moulent sur les gneiss du Mont Rose et les séparent de ceux du Val Sesia.

Ces divers faits s'appliquent beaucoup plus simplement à la notion des plis autochtones qu'à celle des nappes charriées

et comme arguments en faveur de la première manière de voir il faut encore ajouter d'abord la disposition en éventail des schistes cristallins dans le massif de la Dent Blanche et au Mont Fort, ensuite le fait que les gneiss du Val Sesia plongent sur presque toute la largeur de la zone cristalline non au S mais au N.

M. Stella s'applique ensuite à chercher si l'on ne pourrait pas arriver à une conception tectonique plus simple de la région du Simplon et du Mont Rose en admettant ou bien que gneiss et calcschistes alternent normalement en une série stratigraphique simple d'âge supra-archéen, ou bien que le gneiss représente un élément intrusif ayant pénétré dans le complexe secondaire des Schistes lustrés en le métamorphisant profondément. Mais un examen approfondi l'amène à rejeter ces deux hypothèses, la première parce qu'il est impossible de séparer les calcschistes intercalés entre les masses de gneiss avec les dolomies et les gypses qui y sont associés des Schistes lustrés et des formations certainement triasiques qui existent plus au N dans la vallée du Rhône, la seconde parce que le métamorphisme subi par les sédiments enserrés dans le gneiss n'a pas le caractère d'un métamorphisme de contact, mais bien celui d'un métamorphisme régional.

Dans un chapitre plutôt pétrographique, M. Stella fait ressortir la différence d'ordre général qui se manifeste soit dans la structure, soit dans la composition minéralogique entre le complexe des calcschistes dans les Alpes pennines et les formations correspondantes des Alpes Graies plus à l'W. Dans les Alpes pennines, ce complexe montre une structure générale plus grossière, et il est caractérisé dans son ensemble par l'abondance de la biotite, des feldspaths, de l'actinote et la trémolite, de l'épidote, de la staurolite, du grenat, etc..., tandis que dans les Alpes Graies ce sont la mouscovite, la chlorite, la sismondine, le quartz, la glaucophane qui y sont généralement répandus. Ce contraste, qui se montre aussi bien dans les quartzites que dans les phyllades, les calcschistes ou les calcaires, ne provient pas d'une différence originelle, mais est dû, si l'on admet les idées de M. Becke sur l'influence de la profondeur, au fait que le métamorphisme s'est effectué dans les Alpes pennines à une profondeur plus grande que plus à l'W.

Comme conclusion à son travail, M. Stella admet d'abord l'âge mésozoïque des calcschistes, des dolomies et des gypses et l'âge plus ancien (archéen) des gneiss, puis le plissement

de ces deux complexes en plis autochtones déversés les uns au S, les autres au N. Il explique les recouvrements très compliqués qui se manifestent dans les Alpes pennines par la superposition de deux phases de dislocations, l'une ayant fait surgir des anticlinaux droits de gneiss, la seconde ayant amené le déversement et l'empilement des plis avec leur replissement partiel.

A la suite d'une excursion faite dans la **région occidentale du Valais**, soit entre le val de Bagne, le val Ferret et le Grand-Saint-Bernard, MM. W. KILIAN et P. LORY (54) ont montré que ce territoire, qui correspond à une zone de racines isoclinale à pendage S E, comprend trois sous-zones à faciès distincts : au S existe le faciès dauphinois ; ensuite vient une bande à faciès briançonnais avec grand développement de brèches dans le Lias ; enfin, la partie septentrionale est formée par du Houiller gneissiforme avec d'étroits synclinaux de Trias et de brèches liasiques, qui correspondent vraisemblablement aux racines de grands plis couchés au N et supprimés par l'érosion.

M. C.-G.-S. SANDBERG (60) a exploré la région voisine qui est comprise entre le val de Bagne, la vallée du Rhône et le val de Nendaz et forme le **massif de la Pierre à Voir**. Il établit pour ce secteur la série stratigraphique suivante :

1° Les Schistes de Casanna précambriens.

2° **Carboniférien**. Schistes ardoisiers avec concrétions, contenant des intercalations de grès et d'anthracite.

Ces sédiments typiques passent par leur base et même latéralement à des schistes cristallins rentrant dans le complexe des schistes de Casanna ; il faut donc admettre qu'une partie au moins de ces derniers représente un équivalent métamorphique du Houiller.

3° **Trias**. Le Trias comprend :

a) A la base des quartzites compactes, bréchiformes ou schisteux, toujours métamorphisés, qui sont surtout développés dans la zone Verségère-Tête des Etablons-Becca de Nendaz ;

b) Complexe formé de gypse, de schistes rouges et verts et de calcaires dolomitiques, qui est quelquefois broyé en une véritable brèche de dislocation ;

c) Série épaisse de calcaires dolomitiques, devenus souvent bréchiformes par dislocation et passant à des corgneules.

4^o **Jurassique.** Tout en reconnaissant avec M. Termier que, pris dans son sens général, le terme « Schistes lustrés » s'applique à une série compréhensive s'étendant du Trias à l'Oligocène, l'auteur, constatant que dans le massif de la Pierre à Voir les Schistes lustrés sont toujours intercalés entre le Trias et le Jurassique moyen, fixe leur âge entre le Trias supérieur et le Dogger.

Quelques niveaux fossilifères, trouvés dans l'épaisseur des dépôts jurassiques, ont permis d'établir la série suivante :

a) Calcaires à Entroques avec bancs de calcaires siliceux à *Arnioc. semicostatum*, qui affleurent en particulier au NE de la Tête des Econduits et près de Saxon ;

b) Schistes ardoisiers noirs avec rognons pyriteux à *Aegoc. capricornu*, qui se suivent depuis le versant oriental de la Tête des Econduits jusque près des bains de Saxon ;

c) Calcaire spathique brunâtre à grandes Bélemnites du Lias moyen ou supérieur ;

d) Schistes sériciteux-calcaires, luisants, qui représentent probablement le Lias supérieur et le Dogger, bien développés dans les environs de Sembrancher et de Vence ;

e) Calcaires bleus, compactes, rappelant le Hochgebirgskalk et formant des parois abruptes entre Vence et Saxon (Jurassique supérieur) ;

f) Grès jaunâtres, qui terminent la série suprajurassique dans la région de Vence et Sembrancher et ressemblent absolument aux grès signalés au même niveau dans le massif du Torrenthorn par M. Lugeon.

Au point de vue tectonique, la région étudiée par M. Sandberg et comprise entre la zone du Piémont ou des Alpes cristallines du Valais et la zone du Mont Blanc, est traversée par les deux zones du Briançonnais (zone axiale houillère de M. Haug) et des Aiguilles d'Arve. Elle se subdivise en un certain nombre d'éléments tectoniques distincts, qui se suivent du N au S dans l'ordre suivant :

1^o Le prolongement oriental du massif du Mont Blanc forme le Mont Chemin ; il a été étudié récemment par M. Helbling (voir *Revue* pour 1902).

2^o Il est suivi vers le S par un synclinal de Trias et de Jurassique dont les deux jambages plongent isoclinalement vers le S E et dont le cœur suprajurassique forme le Roc de Vence, pour se continuer ensuite par le col du Tronc jusqu'à Saxon. Tandis que dans le jambage N les calcaires à Entro-

ques et à Bélemnites sont bien développés au niveau du Lias, le jambage S renversé ne comporte plus que des calcschistes sériciteux.

3° Vient ensuite un anticlinal déversé au NW de Trias, dont le cœur, formé de gypse, se suit depuis la région au S de Levron, par les pentes au N du Pas de Lens, le ravin de Vellaz et le Champ Laurent au-dessus de Saxon jusque près de Riddes. Dans le jambage renversé de ce pli, le Trias supérieur et les Schistes lustrés sont fortement réduits en épaisseur et complètement supprimés par places; le niveau le plus constant est un banc de grès siliceux, les Dalles de Sembrancher, qui affleure d'une façon presque ininterrompue de Sembrancher, par le Roc de la Barma, le Pas du Lens et le Champ Laurent, jusque près d'Ecône.

4° Un synclinal important de Schistes lustrés se développe ensuite depuis la vallée de Bagne, entre Vollège et Cotterg, jusqu'à Riddes, en passant à l'W de la Pierre à Voir.

5° Un anticlinal, couché au NW, de schistes houillers, encadrés par deux jambages laminés et disloqués de quartzites et de dolomies triasiques. C'est le Trias du jambage normal de ce pli qui constitue le sommet de la Pierre à Voir; de là, il se continue par les sources du torrent de Saxonnet jusqu'à l'E de Riddes. Ce Trias supporte du côté S

6° un synclinal étroit de Schistes lustrés qui s'étend de Verbier jusqu'à Biendron à l'E de Riddes.

7° La zone axiale houillère qui vient ensuite coupe la vallée de Bagne entre Cotterg et Montagnier, passe entre la Pierre à Voir et la Tête des Etablons et forme plus loin la région d'Isérables et Nendaz. L'anticlinal de Carboniférien est divisé en trois digitations par deux synclinaux de Trias.

8° Le synclinal suivant, formé de Trias, débute vers le SW entre Verségère et Chambin par une simple zone de quartzites, puis après la Tête des Etablons il s'élargit de façon à comprendre au-dessus d'Isérables et Nendaz encore du gypse et des calcaires dolomitiques; en même temps il se couche toujours plus obliquement sur l'anticlinal houiller.

9° Enfin l'on arrive au grand anticlinal de schistes paléozoïques métamorphisés qui forme le massif du Mont Fort. Ce pli, à peine déversé vers le NW dans la région de la vallée de Bagne, se couche de plus en plus dans sa partie orientale.

Cherchant à raccorder ces éléments tectoniques avec les nappes des hautes Alpes vaudoises, M. Sandberg admet que

le jambage normal du synclinal Roc de Vence-Saxon se prolonge dans le jambage normal de la nappe des Diablerets, tandis que la série renversée du pli du Mont Gond s'amorcerait dans le jambage inverse de ce même synclinal.

Un troisième chapitre de l'étude de M. Sandberg est consacré à l'examen pétrographique d'échantillons divers empruntés à des types plus ou moins métamorphiques du Houiller, du Trias et des Schistes lustrés. L'auteur montre le passage graduel des schistes houillers typiques, possédant la structure absolument clastique, très riches en matières carbonneuses, pauvres au contraire en feldspaths, à des schistes largement cristallisés formés de quartz, d'albite, de mica et de chlorite, avec généralement un peu de calcite et de dolomie. Ce métamorphisme de plus en plus intense s'observe particulièrement bien dans le jambage S de la zone houillère axiale dans les environs de Zangremont.

Comme quartzites triasiques, l'auteur décrit d'abord un échantillon pris à l'W de Zangremont, qui est constitué essentiellement par du quartz cataclastique avec un peu de biotite, d'épidote, de zoïsite, d'albite et d'apatite, puis un type de roche existant près du contact avec les Schistes de Casanna, très cristallin et glanduleux, dans lequel de grands cristaux d'albite se détachent au milieu du quartz, tandis que la biotite forme une infinité de lits parallèles.

Les blocs erratiques de Schistes de Casanna, très abondants dans tout le territoire étudié, appartiennent pour la plupart à une roche constituée essentiellement d'albite, à laquelle se mêlent en proportions variables de l'épidote, de la chlorite, du sphène, de la calcite, de l'apatite.

Les Schistes lustrés prennent le caractère de calcschistes cristallins, composés de calcite, de quartz en partie détritique, en partie secondaire, d'albite, de séricite, de chlorite et d'épidote. Les calcaires du Lias inférieur sont aussi cristallins et contiennent du quartz en grandes plages, de l'épidote, différents micas, de la tourmaline et de la magnétite; et les calcaires supraliasiques montrent la même cristallinité et à peu près les mêmes minéraux secondaires.

Le passage graduel des Schistes de Casanna soit aux sédiments houillers, soit aux quartzites triasiques est ainsi dûment constaté aussi bien dans le sens latéral que dans le sens vertical. Il y a là un effet du métamorphisme qui, dans la zone axiale houillère, augmente soit du NE au SE, soit de haut en bas, c'est-à-dire du front de l'anticlinal à sa racine. Dans le synclinal triasique qui suit vers le SE, le métamor-

phisme augmente aussi de haut en bas, de sorte qu'il faut admettre que sa cause siégeait en profondeur et agissait encore pendant le plissement qui a influé sur la répartition du phénomène.

M. Sandberg en arrive ainsi à discuter la notion d'un métamorphisme agissant sur les formations enfouies jusqu'à la période des plissements alpins inclusivement, notion qui implique un âge très récent pour la forme actuelle des schistes cristallins de la zone du Mont Blanc et des zones voisines. La présence dans les conglomérats houillers ou antéhouillers de la région de galets tout semblables aux roches en place voisines ne paraît pas à l'auteur être en contradiction avec cette idée, car on peut admettre que le métamorphisme, agissant en même temps et de la même façon sur les roches en place et sur les galets, a donné aux unes et aux autres un même aspect. Cette remarque, qui s'applique aux poudingues de Vallorcine et de la Dent de Morcles, peut se justifier aussi pour les conglomérats posthouillers de l'Amone (val Ferret), qui sont couverts par une grande épaisseur de terrains métamorphisés; la présence dans des dépôts paléozoïques ou mésozoïques de galets rappelant la protogine ou les schistes encaissants n'implique pas du tout nécessairement pour l'auteur que ces granites et ces schistes existaient déjà tels quels avant la formation des conglomérats, puisque les galets ont dû au contraire prendre par métamorphisme des caractères différents de ceux qu'ils avaient lors de leur englobement.

En dehors du métamorphisme régional effectué soit par les eaux minéralisées, soit par les colonnes filtrantes de gaz minéralisateurs, M. Sandberg admet un métamorphisme de contact dû à une roche éruptive sous-jacente, qui s'est propagé dans des formations d'autant plus récentes que celles-ci ont été enfoncées dans des synclinaux plus profonds. La roche intrusive ayant agi ainsi ne pouvant guère être que la protogine du Mont Blanc, l'auteur arrive à la conclusion que celle-ci n'a fait intrusion qu'à l'époque des grands plissements alpins; il admet même que la roche éruptive encore plastique a pu fluer jusque dans la région frontale des grands plissements des Hautes Alpes et des Préalpes, de façon à y former des paquets, dont les Klippes cristallines seraient des restes.

Dans un géosynclinal, le réchauffement des terrains en profondeur doit être beaucoup plus rapide au milieu que vers les bords. La région axiale sera donc celle où les plissements les plus énergiques se produiront, où le métamorphisme sera

le plus intense et où aussi les magmas intrusifs se propageront le plus près de la surface en digérant plus ou moins complètement les roches encaissantes.

L'auteur se croit donc autorisé à admettre, comme conclusion finale, que le métamorphisme a agi jusqu'à la fin des plissements alpins et a été déterminé par l'intrusion des granites alpins non encore consolidés, qu'il augmente avec l'intensité du plissement de l'extérieur vers l'intérieur des Alpes, que les nappes de charriage sont constituées par des sédiments non métamorphisés avec par places des paquets du noyau éruptif, qui ont été entraînés encore plastiques dans le charriage des plis.

La notion de l'âge oligocène du granite des massifs centraux avait déjà été soutenue, du reste sans nouveaux arguments, par M. C.-G. SANDBERG dans une note spéciale (61), à laquelle M. W. KILIAN (53) n'a pas tardé à répondre en insistant sur l'impossibilité de concilier un âge aussi récent de ce granite avec la présence dans des conglomérats éocènes, jurassiques et carbonifériens de galets qui en sont certainement dérivés.

Alpes calcaires des Grisons. — M. CHIR. TARNUZZER (69) a relevé quelques profils à l'E de la Basse-Engadine, entre le val d'Assa et le massif du Piz Lad. En montant du val d'Assa à la Pischa del Fallun, il a constaté la succession suivante :

1° Une série normale de gneiss, de Verrucano et de Muschelkalk.

2° Une série renversée de Verrucano.

3° Une deuxième série normale formée de gneiss, de Verrucano, de Muschelkalk, de dolomies de l'Arlberg, de couches de Raibl (obere Rauchwacke), de Hauptdolomit, de calcaire de Steinsberg (Infralias et Lias inférieur) et de schistes marneux du Lias.

4° Une deuxième série renversée de Lias, Trias et gneiss, dont la plus grande partie disparaît sous les éboulis et dont le terme supérieur forme les sommets du Spi da Russenna, du Rassassergrat et du Mount Schlingia.

Dans le val d'Ascharina, la deuxième zone de gneiss ne perce pas et est remplacée par un simple repli anticlinal du Trias ; le Lias prend un développement particulièrement important dans le synclinal supérieur, grâce à plusieurs replis secondaires.

La zone inférieure de gneiss du val d'Assa se continue vers le NE jusque dans le pied du Piz Lad, où elle contient à sa base un complexe de granites, de diorites, d'amphibolites et de serpentines. Entre le gneiss et le Trias s'intercalent ici des schistes paléozoïques tout semblables à ceux qui existent près de Schuls; au-dessus du Trias se superposent d'abord une série renversée de Lias et de Trias, puis une troisième zone triasique qui constitue les sommets du Piz Ajuz et du Piz Lad, et, enfin, une nappe de gneiss qui s'étend sur le Piz Russenna et le Grubenjoch et repose en discordance évidente sur son soubassement.

En résumé, les chaînes qui bordent à l'E la Basse-Engadine depuis le val d'Uina, vers le N, sont constituées en grande partie par un grand synclinal couché de Trias et de Lias, chevauché par une lame de gneiss. Le jambage renversé de ce synclinal montre, suivant les points, des replis secondaires qui font apparaître le Trias en série double, ou au contraire un laminage intense qui détermine un chevauchement du gneiss tantôt sur le Trias inférieur, tantôt sur le Trias supérieur ou même le Lias.

Dans le but d'apporter de nouveaux éclaircissements à la question des grands recouvrements de l'Engadine et du Rhæticon, M. E. SUESS (68) a entrepris l'exploration de la partie N de la **fenêtre de la Basse-Engadine**. Dans une notice consacrée à cette région, il commence par refaire l'historique de la question des grandes nappes de charriage, puis il rappelle que dans la région comprise entre la Reuss et l'Oetz on peut distinguer trois nappes principales :

1° La nappe helvétique qui, formant à l'W du Rhin les Alpes glaronnaises et le Säntis, se continue vers l'E dans la chaîne du Vorarlberg.

2° La nappe lépontine (vindélicienne ou rhétique des auteurs) qui comprend vers l'W les diverses nappes préalpines, et qui est caractérisée vers l'E par le développement des Schistes lustrés et des roches intrusives basiques qui leur sont intimement liées. La base naturelle de cette série se trouve dans le massif du Tessin, le massif de l'Adula et le massif de Disgrazia.

3° La nappe austro-alpine qui est caractérisée par le fait que les schistes cristallins ont pris part à son mouvement dans des proportions considérables et dont les termes sédimentaires forment les Alpes calcaires septentrionales d'Autriche.

Passant ensuite au bassin de l'Inn, M. Suess montre l'analogie frappante, lithologique et tectonique, existant entre les massifs de la Silvretta et de l'Oetz, qui du reste, au N de Prutz, se fondent l'un dans l'autre sans aucune limite visible. D'autre part, les plis des schistes cristallins du massif de la Silvretta ne sont nullement parallèles à la vallée de l'Inn, mais ont une direction W-E qui devient même NW-SE vers le S ; la même direction se retrouve à l'E de l'Inn dans la partie occidentale du massif de l'Oetz, et tout concourt à montrer que la tectonique générale des schistes cristallins de ces deux massifs a été déterminée par une poussée uniforme du S au N. La couverture normale des schistes cristallins subsiste à l'E de l'Inn depuis l'Ortler et l'Umbrail jusqu'au Piz Lad, tandis qu'à l'W ce n'est que dans la partie S du massif de la Silvretta qu'on trouve encore, au-dessus des schistes cristallins, les dépôts du Verrucano et du Trias. Quant au soubassement des formations cristallophylliennes de la Silvretta, il est évidemment constitué par le complexe des Schistes lustrés, qui s'enfoncent sous les gneiss, soit le long de la bordure septentrionale de la nappe dans le Vorarlberg, soit dans la région comprise entre l'Albula et la Haute-Engadine. A l'E du lac de Sils, ces mêmes Schistes lustrés sont visiblement intercalés entre les gneiss du massif de Disgrazia, leur soubassement normal, et les roches cristallines du massif de la Bernina qui les chevauchent.

L'auteur aborde ensuite l'étude géologique de la Basse-Engadine, dans le détail duquel il est impossible de le suivre ici. Il montre comment, sur un soubassement formé de calc-schistes d'âge indéterminé mais rappelant le Flysch, se superposent d'abord un complexe de schistes et de roches verts, puis par places, en particulier à la Stammerspitz, des lambeaux de Trias austro-alpin, et enfin le gneiss et les phyllades des massifs voisins de l'Oetz et de la Silvretta. Les calc-schistes sont plissés en plusieurs anticlinaux accusés, dirigés SW-NE, qui ne sont donc pas parallèles aux plis E-W de la masse chevauchante et qui sont peut-être dus à des mouvements récents postérieurs à l'ouverture de la fenêtre. Quant à la masse chevauchante, elle n'est pas simple, mais montre, en particulier à l'E de l'Inn, une série de plis couchés et d'écaillés avec par places de véritables enchevêtrements de gneiss, de Trias et de schistes verts.

Hautes-Alpes calcaires. — Nous devons à l'école géologique de Berne deux études récentes consacrées aux Hautes-Alpes

calcaires comprises entre le Kienthal et la vallée de la Lutschine. La première, faite par M. Ed. GERBER (47), est un complément à un travail antérieur du même auteur et traite des **chaînes à l'E du Kienthal**. M. Gerber commence sa description par la région frontale des grands plis haut-alpins, soit par la chaîne de la Standfluh ; il montre comment celle-ci est constituée essentiellement par une série normale et s'abaissant lentement vers le NW de : 1° calcaires siliceux foncés, alternant avec des zones schisteuses et contenant des intercalations de calcaires blancs du type urgonien, qui appartiennent au Néocomien, 2° calcaires urgoniens formant paroi, 3° schistes de Leimern. Cette série s'appuie par sa base sur des grès durs tertiaires, qui recouvrent une succession de couches alternantes de grès de Taveyannaz et de schistes du Flysch ; vers le S, l'Urgonien se redresse brusquement sous l'arête de Wetterlatter et montre plusieurs dislocations secondaires. Du côté du NE, sur le versant de la vallée du Suldbach, on retrouve la même série chevauchant sur les mêmes dépôts du Flysch, puis, vers la Suldsäge, on voit les dépôts crétaciques butter contre des schistes de Leimern plongeant au SE sous une série renversée de calcaire nummulitique et d'Urgonien.

Le cœur néocomien, qui s'appuie sur cette série renversée, apparaît vers les cascades du Schreienbach, puis, vers l'amont, la vallée s'engage dans une nouvelle série renversée de Nummulitique, d'Urgonien, de Néocomien et de Berriasien. Ce dernier, considérablement épaissi par des plissements secondaires, forme presque entièrement tout le haut de la vallée et ce n'est qu'au pied des Höchst Schwalmern qu'on voit apparaître localement le Malm et l'Oxfordien qui lui servent de soubassement normal. Nous avons donc ici deux plis couchés au NW et superposés, l'un marqué par la voûte néocomienne du Schreienbach, l'autre dont le jambage renversé forme la chaîne Morgenberghorn-Littlihorn. Dans ce jambage renversé, les divers termes du Crétacique moyen et supérieur et de l'Eocène n'apparaissent que par places sous forme de lambeaux laminés entre l'Urgonien et les schistes de Leimern ; ce sont :

- 1° Des grès siliceux et glauconieux du Gault.
- 2° Un calcaire compact, glauconieux, riche en fossiles, avec *Turril. Bergeri* et *Inoc. concentricus*.
- 3° Des calcaires gris, à grain fin, lités, du Crétacique supérieur (Seewerkalk).

4° Des calcaires en gros bancs à *Num. complanata*, qui représentent le Parisien.

5° Des grès quartzeux, souvent glauconieux et schisteux, du Bartonien.

La partie inférieure de l'Urgonien montre, dans la chaîne Dreispitz-Littlihörn-Morgenberghorn, un faciès mixte dans lequel les calcaires zoogènes blancs alternent avec les couches marno-calcaires du type néocomien. Le Néocomien et le Berriasien, qui forment le versant S de cette même chaîne, comprennent de haut en bas d'abord des calcaires siliceux, puis des calcaires sableux et schisteux qui renferment la faune de Berrias, puis des calcaires clairs compacts à *Ter. diphyoides*, et enfin des schistes marneux et bitumineux qui recouvrent directement le Malm.

Vers l'W, dans la direction de la Dreispitz et du Kienthal, le jambage renversé du pli supérieur est en grande partie supprimé par l'érosion ; par contre, la charnière urgonienne du pli inférieur est magnifiquement développée au S de l'Erligraben, et la superposition de son jambage renversé sur le Nummulitique et le Flysch est visible de la façon la plus claire dans les gorges du Spiggenbach.

En remontant, depuis le débouché de ces gorges, le Kienthal, on peut relever sur le versant oriental de la vallée un profil complet à travers les formations jurassiques :

1° Des alternances de schistes et de calcaires gréseux foncés, passant latéralement à des grès quartzeux, qui appartiennent au Lias.

2° Des Schistes grumeleux, riches en fer du Dogger inférieur.

3° Des calcaires échinodermiques du Dogger supérieur.

4° Des calcaires jaunâtres de l'Oxfordien.

5° Le massif de calcaires compacts du Malm.

Cette série, normale dans son ensemble, est plissée en trois anticlinaux couchés au NW, le premier ouvert jusqu'au Dogger entre l'Abendberg et le Schöni, les deux autres développés dans le flanc des Andrist et noyés en grande partie dans un revêtement de schistes berriasiens. Les mêmes trois anticlinaux se retrouvent du reste sur le versant NE des Andrist, dans la vallée de Spiggengrund ; l'un apparaît dans la région de Margofel Alpen, le second dans le versant N du Hartlisberg, le troisième au S de cette sommité.

Mais le fait le plus important à relever dans le Kienthal, c'est que les formations jurassiques y sont en recouvrement visible sur des grès de Taveyannaz et des schistes du Flysch, qui affleurent au Steinenberg et au Dürrenberg, et qui reposent en série normale sur des calcaires nummulitiques et sur les calcaires probablement urgoniens du Tschingel. Nous avons donc ici un vaste pli couché, dont le jambage renversé paraît être réduit à une mince lame de Malm affleurant au-dessous du Schœni, entre le Dogger et le Flysch.

A l'E du Spiggengrund, la chaîne du Bretterhörli et des Höchst Schwalmern est constituée par le revêtement berriasien et néocomien des plis jurassiques des Andrist, qui apparaissent encore dans les vallées du Spiggenbach, de l'Eggbach et du Glütschbach. Dans le vaste cirque délimité par les sommets du Hartlisberg, de la Kilchfluh, de la Kienegg et du Drettenhorn, trois anticlinaux, couchés au NW, de Malm et d'Oxfordien se développent les uns au-dessus des autres. Le sommet même de la Kilchfluh est formé par une charnière synclinale de Malm, fermée au S, sur laquelle se superposent d'abord une zone laminée d'Oxfordien, puis un paquet de Dogger, et ce synclinal représente l'amorce d'un chevauchement important qui a ramené d'une part le Malm et l'Oxfordien sur le Néocomien au Drettenhorn et au Hohganthorn, d'autre part le Dogger sur l'Oxfordien au Schilthorn.

Le versant S du Hundshorn et les alentours de la Sefinen Furgge montrent de la façon la plus claire la superposition des formations jurassiques des Andrist, moins le Lias qui a été supprimé par laminage, sur une série normale et plongeant au NW de grès de Taveyannaz, de schistes à Orbitoïdes et Lithothamnium et de calcaires nummulitiques, qui forme le revêtement des calcaires du Tschingel de la chaîne de Büttlassen et du Hochgebirgskalk du Gspaltenhorn, et qui se raccorde sans aucun doute avec la série tertiaire du Dürrenberg et du Steinenberg.

Au Büttlassen, le calcaire du Tschingel est finement oolithique, blanc, gris, rosé ou verdâtre, et correspond probablement à l'Urgonien; il enveloppe une charnière anticlinale de Hochgebirgskalk, dont il est séparé par: 1° des calcaires foncés en gros bancs avec débris d'Echinodermes, 2° des schistes calcaires avec tiges d'Apiocrinus. Le Hochgebirgskalk forme toute la partie culminante de la chaîne du Gspaltenhorn et du Tanzboden, et s'appuie au S sur une série normale qui comprend de haut en bas:

- 1° Des schistes talqueux et grumeleux de l'Oxfordien.
- 2° Des brèches calcaréo-siliceuses et des schistes rougeâtres à Pentacrines du Dogger.
- 3° Des calcaires dolomitiques et des corgneules du Trias.
- 4° Des alternances de grès et de schistes dolomitiques, que l'auteur assimile au Verrucano, et qui reposent directement sur les gneiss du massif de l'Aar.

La série qui forme ainsi le revêtement du massif cristallin montre plusieurs replis couchés au NW et ne tarde pas à disparaître dans cette direction sous le grand recouvrement des Alpes du Kienthal.

Au point de vue stratigraphique, il faut d'abord faire ressortir le contraste existant entre la série autochtone de la chaîne du Gspaltenhorn et celle du grand pli couché des montagnes du Kienthal. Dans la seconde de ces séries, l'auteur a établi les éléments suivants :

Tertiaire : Le dépôt le plus récent du Tertiaire est constitué par des schistes micacés du Flysch alternant avec des bancs de grès de Taveyannaz, puis viennent les Schistes de Leimern sous la forme de marnes grises, riches en Foraminifères (*Glob. bulloïdes*, *Gl. cretacea*, *Gl. linnæana* = *Pulvinula tricarinata* Lucream), qui contiennent par places des bancs de calcaires jaunâtres, à grain fin, rappelant les calcaires de Seewen, ou de calcaires à Lithothamnium et Orbitoïdes, et qui représentent probablement la partie inférieure de l'Oligocène. Au-dessous de ces schistes se montrent des grès bartoniens, glauconieux vers le haut, micacés à la base, qui contiennent des Globigerines, des Nummulites, des Orbitoïdes et quelques Mollusques (*Dentalium grande*, *D. substriatum*, *Spondylus rarispina*, etc...). Le terme inférieur de la série tertiaire est formé par un niveau à *Num. complanata*, tantôt calcaire, tantôt calcaréo-siliceux, tantôt tout à fait gréseux.

Le **Crétacique** supérieur est formé par les couches de Seewen, marneuses vers le haut, calcaires et finement plaquetées au-dessous ; les Foraminifères en constituent un élément essentiel, en particulier *Pithonella ovalis* Lorenz. Le Gault comprend généralement deux niveaux principaux, d'abord des calcaires glauconieux à *Schlœnbachia Candoliana*, *Hamites virgulatus*, *Turrilites Bergeri*, *Inoceramus concentricus*, etc..., puis des grès durs, glauconieux, ne contenant guère que des restes de Bélemnites. L'Urgonien pré-

sente ici sa forme habituelle de calcaires massifs, oolithiques, spathiques par places et contient des restes de *Textularia*, de *Miliola*, de *Rotalia*, etc... ; le niveau à *Orbitolina lenticularis* y est mal développé. Le passage au Néocomien se fait graduellement par intercalation dans les calcaires zoogènes de couches marneuses toujours plus abondantes, et il est probable que les bancs inférieurs de calcaire urgonien sont déjà hauteriviens. Le Néocomien, qui comprend des grès calcaires, des schistes et des calcaires en dalles, ne se prête pas à une division stratigraphique précise ; au niveau du Berriasien se développe un complexe de schistes et de calcaires dallés, dans lequel on trouve *Pygope diphyoides*, *Belem. latus*, des *Aptychus* et des débris d'Echinides, en particulier *Cidaris alpina*.

Le **Jurassique** comprend d'abord le puissant complexe du Hochgebirgskalk, caractérisé par l'absence d'oolithes et de quartz et par l'abondance des squelettes de Radiolaires et ne contenant comme autres fossiles que quelques rares Bélemnites, *Aptychus* et *Perisphinctes*. L'Oxfordien est représenté par des calcaires plaquetés à *Perisph. Dubowskyi* Siem., *Per. Martelli* Op., *Per. crotalinus* Siem., puis par des schistes argileux foncés qui contiennent, sous forme de fossiles pyriteux la faune à *Creniceras Renggeri*.

Le Dogger commence vers le haut par une mince zone d'oolithe ferrugineuse, puis viennent des calcaires spathiques et oolithiques très riches en débris de Bélemnites et finalement des schistes sableux et limoniteux, avec par places des bancs intercalés de calcaires spathiques à Bélemnites. Le Lias, qui n'affleure que dans le Kienthal, est représenté par une association de calcaires spathiques foncés et de calcaires gréseux et quartzeux passant même parfois à de véritables quartzites ; ce complexe n'a fourni que des fossiles sinémuriens : *Gryphea arcuata*, *Arietites raricostatus*, *Pentacrinus tuberculatus*.

Dans les chaînes du Gspaltenhorn et du Büttlassen la série est nettement différente. Les **dépôts tertiaires** comprennent de haut en bas les niveaux suivants :

- 1° Grés de Taveyannaz en général compacts et uniformes.
- 2° Des schistes, tantôt durs, tantôt argileux et bitumineux.
- 3° Des calcaires massifs, foncés, contenant des Lithothamnium, des Orbitoïdes et des Polypiers.
- 4° Des grés quartzeux, devenant parfois plus calcaires et renfermant alors de petites Nummulites avec des débris de Lamellibranches.

Le **Crétacique** comprend seulement les calcaires oolithiques et toujours un peu quartzeux de Tschingel qui renferment quelques Bélemnites et la partie supérieure du Hochgebirgskalk dans laquelle on a trouvé quelques fossiles berriasiens.

La limite entre le Crétacique et le **Jurassique** ne peut du reste pas être précisée; le Malm proprement dit est encore formé par le Hochgebirgskalk, à la base duquel affleurent des schistes noirs, satinés et grumeleux, oxfordiens. Le Dogger comprend de haut en bas :

1^o Des schistes noirs tachetés de rouge et de vert, avec *Perisph. balinensis* Neum., qui contiennent des bancs d'oolithes ferrugineuses et correspondent probablement en partie au Callovien, en partie au Bathovien.

2^o Des calcaires échinodermiques, devenant gréseux ou même bréchiformes par places.

3^o Des schistes foncés, quelquefois rougeâtres, avec bancs intercalés de calcaires à Pentacrines.

Ces dernières couches ont été attribuées par Moesch au Lias d'après un échantillon de *Schlotheimia angulata*; mais la provenance de ce fossile est très douteuse et il semble que le Lias fasse ici défaut.

Le **Trias** se divise comme suit :

1^o Des schistes rouges et verts avec bancs dolomitiques.

2^o Un banc de quartzite claire, micacée, ocreuse à la base, épais de 0,2 à 3 m. et contenant *Equisetum cf. Mytharum* Heer.

3^o Des calcaires dolomitiques, épais de 20 à 30 m., contenant *Pleuromya musculoïdes* et représentant avec des corneules sous-jacentes le Muschelkalk.

4^o Un complexe épais de 2 à 3 m. de schistes dolomitiques, de grès et de conglomérats que M. Gerber assimile au Verrucano.

Dans un résumé final l'auteur montre que la série jurassique-crétacique des Alpes du Kienthal dessine, outre la charnière frontale des gorges de Spiggenschlucht, 3 anticlinaux déjetés du NW, et qu'elle repose depuis la Sefinen Furgge jusqu'à Tschingel, suivant un plan faiblement incliné au NW sur les formations tertiaires des chaînes calcaires internes. La charnière d'Urgonien de la Spiggenschlucht se poursuit dans le versant S de l'Erlithal, mais ne tarde pas à disparaître sous un manteau de dépôts tertiaires, tandis

qu'au dessus d'elle se développe le pli couché qui forme la chaîne Dreispitz-Morgenberghorn. L'anticlinal de Malm et de Dogger, qui se développe dans le versant E du Kienthal entre l'Abendberg et Schöni, se continue vers l'E par Margofel Alpen jusque dans l'Eggthal, tandis que l'anticlinal suivant, qui forme le soubassement du Zahmer Andrist, se retrouve vers l'E dans la paroi N du Hartlisberg; quant au pli du Wilder Andrist, il est remplacé dans le haut du Spiggengrund par un système de trois replis superposés. Enfin vers le S ce système de plis continus est recouvert par une masse chevauchante dont font partie le Malm des sommets de la Kilchfluh, du Drettenhorn et du Hohganthorn et le Dogger du sommet du Schilthorn.

La série crétacique tertiaire qui forme la Standfluh paraît devoir se raccorder avec les formations correspondantes de la Dreispitz par dessous les schistes de Leimern qui remplissent l'Erlithal, mais l'Urgonien, qui aurait pu rendre cette liaison palpable, a été supprimé par étirement.

Quant aux relations qui existent entre la série sédimentaire des chaînes internes du Gspaltenhorn et du Büttlassen et celles des chaînes plus externes du Kienthal on peut les expliquer à première vue de deux façons : ou bien la masse jurassique-crétacique du Kienthal, représentant le prolongement du pli S glaronnais, fait partie d'une nappe chevauchante amorcée au S et ayant poussé son front jusqu'à la Dreispitz et la Standfluh; ou bien cette masse est enracinée dans la région comprise entre Tschingel et la Spiggenschlucht et a déferlé d'une part vers le NW par-dessus le Flysch du Kanderthal, de l'autre vers le SE par-dessus la série des Alpes calcaires internes. Quoique la largeur considérable du plan de chevauchement visible, le peu d'espace restant pour l'emplacement d'une racine possible et le déversement général des plis secondaires vers le NW dans la chaîne des Andrist parlent beaucoup plutôt en faveur de la première hypothèse, l'auteur adopte de préférence la seconde, en se basant d'abord sur l'absence à la base de la masse chevauchante de brèche de friction ou de toute autre trace d'un jambage renversé, puis sur l'absence d'un contraste stratigraphique suffisant entre Hautes Alpes et Préalpes et en faisant remarquer que le sens de déversement des plis est déterminé beaucoup plutôt par l'inclinaison de la masse plissée que par la direction de la poussée. Les formations jurassiques-crétaciques du Kienthal seraient ainsi, d'après M. Gerber, enracinées entre Kienthal et Tschingel et déversées en un pli principal couché

vers le S et un pli moins important couché vers le N, chacun de ces deux plis présentant plusieurs digitations plus ou moins compliquées.

Cette étude a été complétée par les levés effectués par M. ED. HELGERS (52) plus à l'E, soit entre la ligne Morgenberghorn-Drettenhorn-Schilthorn et la vallée de Lauterbrunnen.

L'anticlinal du Morgenberghorn se continue dans le Saxetenthal et son jambage renversé de Néocomien et d'Urgonien forme la crête qui domine le lac de Thoune. Ce jambage s'appuie au N sur un synclinal épais de schistes de Leimern, qui le sépare d'un autre anticlinal beaucoup moins important, celui du Buchholzkopf, qui forme la rive du lac entre Därli- gen et Leissigen et dont le jambage supérieur de Néocomien, d'Urgo-aptien et de Nummulitique est seul bien visible.

Dans le versant S du Saxetenthal, qui s'élève vers les sommets de Bellenhöchst et de Sulegg, pointent trois digitations anticlinales du Jurassique moyen et supérieur, toutes couchées au N; puis, dans la vallée de la Lütchine un peu en amont de Mülinen, on peut voir une charnière anticlinale de Dogger s'appuyer sur une série renversée d'Oxfordien et de Malm, qui elle-même recouvre les formations crétaciques de la chaîne du Morgenberghorn. Depuis là vers l'amont le Dogger prend une grande extension dans le bas des pentes descendant du Bellenhöchst et de la Mäderegg vers la Lütchine; il représente le cœur d'une énorme masse déjetée au N, dont la carapace replissée est formée par le Malm et le Berriasien. Les replis de cette carapace, qui dessinent trois anticlinaux dans le versant N du Bellenhöchst se modifient vers l'W en ce sens que les deux anticlinaux inférieurs se confondent en un seul et que l'anticlinal supérieur ne perce plus son manteau crétacique. De même deux plis couchés du Jurassique, qui sont fort bien visibles dans la tranchée du Silerenthal, ne tardent pas à être enfouis vers l'W sous ce même manteau uniforme.

Depuis la ligne de la Gummenfluh le Malm et le Berriasien de cette carapace tendent à s'abaisser vers le S dans la direction du Sausthal, mais ici intervient une complication sous forme de lambeaux de recouvrement d'une nappe supérieure; ainsi au sommet de Mäderegg, à la Mäderalp et près de Bodmi des schistes oxfordiens sont plaqués sur le Malm; aux Lobhörner un paquet de Dogger, d'Oxfordien et de Malm en série normale s'appuie sur le Néocomien; enfin au Dretten-

horn et au Hohganthorn nous retrouvons les recouvrements déjà signalés par M. Gerber. En outre, sous cette nappe le Malm, l'Oxfordien et le Dogger sont repliés en un anticlinal couché horizontalement au N, dont la charnière frontale affleure dans le fond du Sausthal au N du Schilthorn, puis s'enfonce dans le versant N de cette vallée au Gspaltenhorn et sous le Sausboden. Ce pli couché supporte dans le soubassement du Schilthorn d'abord un synclinal d'Oxfordien et de Malm, puis une masse chevauchante de Dogger qui, formant les sommets du Schilthorn, du Bietenhorn et du Schwarzbirg, représente l'amorce de la nappe supérieure. Le synclinal sous-jacent à cette masse perce sur le versant SE de la chaîne suivant une ligne passant par le Grau Seeli et le Birg et se retrouve encore à Kommetboden à l'E du Schwarzbirg.

Au-dessous de cette ligne les pentes qui s'abaissent vers la vallée de Lauterbrunnen et de Sefinen sont formées en grande partie par du Dogger plongeant faiblement au NW, qui recouvre d'abord une série renversée et laminée d'Oxfordien et de Malm, puis la zone de formation tertiaire que nous avons rencontrée déjà à la Sefinen Furgge et qui se continue de là jusque près de Lauterbrunnen. Ces sédiments tertiaires servent de couverture normale, ici comme plus à l'W, à la série crétacique-triasique des Alpes calcaires internes qui affleure sur la rive gauche de la Lüttschine depuis le Sefinenthal jusqu'à Lauterbrunnen. Dans le soubassement du Brünli entre le Sefinenthal et le Schiltthal on voit entre la série autochtone et la série chevauchante des Alpes externes une zone laminée dans laquelle alternent plusieurs fois le Flysch, le Nummulitique et le Malm en des écailles plongeant au NW.

En résumé, M. Helgers a constaté l'existence dans les chaînes situées à l'W de la vallée de la Lüttschine d'une succession de plis déjetés vers l'extérieur et qui chevauchent en partie les uns sur les autres. Il se pose, comme M. Gerber, la question de savoir si ces plis font partie d'une masse enracinée sur place ou d'une nappe charriée. Dans le premier cas il faudrait admettre une masse principale déjetée et montrant au S du Bellenhöchst des plis en retour assez compliqués, qui forment essentiellement les chaînes actuelles, puis une nappe supérieure représentée seulement par des lambeaux au Schilthorn, au Schwarzbirg, aux Lobhörner, à la Mäderegg, etc. Dans le second cas il a dû se produire un double déversement vers le NW et vers le SE de deux faisceaux de plis poussés en sens inverse. Entre deux s'est

creusé un synclinal qui a été recouvert par des plis en retour opposés, formés sur le dos des deux faisceaux, ce qui expliquerait l'extrême complication de la vallée de Sileren. La nappe supérieure devrait être alors envisagée comme un gigantesque pli en retour du faisceau méridional; ou bien les lambeaux du Drettenhorn, des Lohhörner, etc., sont indépendants du recouvrement du Schilthorn et du Schwarzbirg et sont dus à un chevauchement amorcé dans le flanc S du Sausthal.

L'auteur ne se prononce pas entre ces diverses solutions et se contente de faire remarquer que les faciès étant différents d'une bordure à l'autre des chaînes étudiées, ce fait parlerait plutôt en faveur de la notion des plis autochtones déversés au N et au S par-dessus deux géosynclinaux voisins.

Dans le programme des excursions de la Société géologique suisse en 1905 MM. A. TOBLER et A. BUXTORF (71) ont publié d'abord une planche de profils traversant les chaînes situées entre la zone molassique du Rigi et la zone de terrains tertiaires du Titlis et de Sürenen Alp, puis un tableau des formations sédimentaires dans les chaînes calcaires internes (Axenstein-Kaiserstuhl), dans les chaînes médianes (Frohnalpstock, Bauenstock, Gummen, Lauchernstock), et dans les chaînes externes (Rigihochfluh, Bürgenstock, Pilate.

Les profils tectoniques montrent d'abord le chevauchement discordant du Flysch des chaînes externes sur le jambage S de l'anticlinal de la Molasse au Vitznauerstock, à l'Untere Nase, au Bürgenstock, puis le chevauchement concordant cette fois du Néocomien sur le Flysch, tout le long des chaînes externes, le jambage renversé de l'anticlinal frontal ayant été partout supprimé.

La disposition en une nappe plongeante et digitée en plusieurs anticlinaux couchés qu'ont prise les formations crétaciques de la chaîne Bauenstock, Brisen, Gummen, Lauchernstock est très clairement mise en lumière dans les profils, qui montrent comment toute cette masse chevauche sur la zone de Nummulitique et de Flysch de l'Isenthal, du Schöneggpass et du Storeggpass, tandis que ses digitations frontales sont noyées dans le Flysch de la zone Beckenried-Sachseln. L'on voit également la superposition sur cette même zone de Flysch des Klippes de Buochserhorn-Musen Alp, du Stanserhorn et de l'Arvigrat, qui représentent autant de lambeaux violemment disloqués d'une série normale jurassique-crétacique superposée au Tertiaire.

Enfin, les auteurs ont donné trois coupes à travers la zone de l'Axenstein-Kaiserstuhl, montrant les diverses digitations frontales couchées ou même culbutées de la nappe inférieure helvétique.

Quant au tableau stratigraphique de MM. Tobler et Buxtorf, il admet comme classification fondamentale la subdivision suivante du Crétacique :

Crétacique supér.	{	Schistes de Wang.
		Schistes de Seewen.
		Calcaires de Seewen.
Albien	{	Calcaires concrétionnés et grès verts.
		Marnes schisteuses.
		Couches à <i>Inoc. concentricus</i> .
		Brèches échinodermiques et grès verts.
Aptien	{	Brèches échinodermiques et phosphorites.
		Urgonien supérieur.
		Couches à <i>Orbitolina lenticularis</i> .
Barrémien	{	Urgonien inférieur.
		Couches de Drusberg à <i>O. sinuata</i> .
		Couches de l'Altmann.
Hauterivien		Calcaires siliceux (Kieselkalk).
Valangien		Marnes ou marno-calcaires à <i>O. Couloni</i> .
Berriasien	{	Calcaires à <i>Pyg. diphyoides</i> .
		Marnes à <i>Aptychus</i> .

Les auteurs montrent en outre les différences stratigraphiques qui existent entre les trois zones tectoniques qu'ils ont étudiées : la zone médiane (Lauchernstock-Bauenstock) étant caractérisée par le puissant développement des couches de Seewen et de Wang, ainsi que de l'Albien et par l'absence de calcaires zoogènes au niveau du Valangien ; la zone interne (Axenstein-Kaiserstuhl) étant caractérisée par l'absence des schistes de Wang, la très forte réduction des couches de Seewen et du Gault et le développement d'un banc épais de calcaire coralligène à la base du Valangien ; enfin, la zone externe (Rigihochfluh-Pilate) montrant des caractères mixtes avec des couches de Seewen et un Albien bien développés, mais sans schistes de Wang et avec seulement des intercalations oolithiques peu importantes dans le Valangien.

M. J. PANNEKØK (57) a publié une courte notice sur la géologie des environs de Seelisberg, à l'W du bras uranais du lac des Quatre-Cantons. Dans une introduction stratigra-

phique, l'auteur classe les formations constituantes comme suit :

Le **Jurassique** n'apparaît que sous forme de lambeaux de calcaires clairs du Malm nageant sur le Flysch.

Le **Crétacique** se décompose en :

1^o Berriasien, calcaires compacts et schistes calcaires, foncés, très pauvres en fossiles, avec quelques Bélemnites et Aptychus.

2^o Valangien, alternances de calcaires siliceux et de marnes (Kieselkalk inférieur).

3^o Hauterivien, d'abord calcaires siliceux et marnes (Kieselkalk supérieur), puis calcaires en bancs beaucoup plus épais, peu siliceux, alternant avec des zones importantes de marnes (Spatangenkalke).

4^o Urgonien, massif de calcaires zoogènes, coupé en deux par une zone marneuse à *Orbitolina lenticularis*, et contenant dans sa partie supérieure *Requienia Lonsdalei*, *Harpagodes Pelagi*, *Rhyn. Gibbsi*, *Toxaster Collegnii*, etc..., qui représente le Barrémien et l'Aptien.

5^o Gault. Cet étage comprend généralement trois niveaux, soit : a) des calcaires échinodermiques à *Phylloc. Guettardi*, *Acanth. Martini*, *Acanth. Milletti* (Aptien supérieur); b) des calcaires gréseux et glauconieux à *Inoc. concentricus*, contenant la faune albienne classique; c) des grès glauconieux calcaires avec concrétions ellipsoïdales, qui correspondent aux couches à *Turrilites Bergeri*.

6^o Crétacique supérieur ou couches de Seewen, se divisant en un niveau inférieur calcaire et un niveau supérieur schisteux.

Le **Tertiaire** ne comprend ici qu'un complexe de schistes, de grès et de calcaires, qui correspond au Flysch.

Le **Quaternaire** erratique est formé d'une part par des moraines du glacier de la Reuss, dont les blocs sont de dimensions relativement grandes et qui proviennent du bassin supérieur de la Reuss, d'autre part par des moraines locales, développées surtout dans la région d'Emmetten et du Kollthal.

Au point de vue tectonique, la région étudiée par M. Pannekœk comprend d'abord la voûte largement arrondie, formée de Néocomien et d'Urgonien de Brennwald-Seelisberg, qui s'abaisse longitudinalement vers l'W, puis l'anticlinal couché

du Niederbauenstock, dont la chute vers l'W est encore plus accusée. Entre ces deux plis se développe le synclinal d'Emmetten-Seelisbergseeli, formé de Gault, de Crétacique supérieur et de quelques lambeaux de Flysch, qui est de plus en plus resserré et couché vers l'E par suite du déversement de l'anticlinal qui le recouvre. Ces plis sont coupés par quelques fractures, dont la plus importante traverse obliquement du SSW au NNE la voûte urgonienne de Seelisberg entre l'extrémité occidentale du Seelisbergseeli et les maisons de Seelisberg; le Gault du côté E butte contre l'Urgonien du côté W.

L'auteur termine son étude par quelques considérations orographiques et hydrographiques; il montre que la dépression synclinale d'Emmetten-Seelisbergseeli n'est pas suivie par un cours d'eau continu et que les torrents importants ont, dans la règle, une direction transversale. Le petit lac de Seelisberg n'est sûrement pas dû à un barrage, mais a été créé ou par un effondrement ou par une dislocation tectonique; l'émissaire qui s'en échappe vers le N ne tarde pas à se perdre dans un entonnoir.

Dans le prolongement oriental du Bauenstock et de Seelisberg, de l'autre côté du bras uranais du lac des Quatre-Cantons, s'élèvent la chaîne du Frohnalpstock et la voûte de l'Axenstein qui ont fait l'objet d'une étude récente de M. P. ARBENZ (41).

Commençant par une description stratigraphique, l'auteur établit comme suit les caractères de la série sédimentaire :

Le **Jurassique** n'est représenté que par des calcaires compacts de plus en plus foncés vers le haut, sans autres fossiles que des *Aptychus* et appartenant au Malm, qui affleurent au SW de Muottathal et sur le chemin du Katzenzägel Pass.

Le **Crétacique** se subdivise comme suit :

Le Berriasien, plus schisteux à la base, plus calcaire à la partie supérieure, contient la faune typique de ce niveau.

Le Valangien et l'Hauterivien sont formés en grande partie par le Kieselkalk, épais de 350 à 450 mètres, au-dessus duquel affleure un banc de un à deux mètres de grès glauconieux à *Crioc. Duvali*.

Le Barrémien comprend d'abord les calcaires marneux et gréseux de Drusberg qui contiennent de nombreux *Toxaster*, *Phylloc. infundibulum*, *Crioc. hammatoptychum*, etc..., puis une zone marneuse à *Toxaster Collegnii* et *Ostrea sinuata*, et enfin la partie inférieure du Schrattekalk.

L'Aptien montre des variations considérables du N au S ; dans la région de Brunnen, il commence par des marnes à *Orb. lenticularis* et est constitué surtout par le Schrattenkalk supérieur ; au Frohnalpstock, à Stoss et près d'Illnau, les marnes à Orbitolines sont beaucoup plus épaisses (30-50 m.) et sont surmontées, sans intercalation de calcaire urgonien, par des couches gréseuses à *Rhynch. Gibbsi* ; entre le Klingenstock et le Plankstock, l'Aptien manque complètement.

L'Albien n'est bien développé que dans la partie N et subit vers le S une réduction de plus en plus complète. Il comprend les trois niveaux connus des calcaires échinodermiques, des marnes concrétionnées à *Inoc. concentricus* et des grès glauconieux du Vraconnien.

Le Crétacique supérieur est constitué par les trois niveaux également peu fossilifères des calcaires de Seewen, des schistes marneux de Seewen et des schistes durs de Wang. Tandis que les deux premiers diminuent rapidement d'épaisseur du N au S, les schistes de Wang atteignent dans la région méridionale de la chaîne du Frohnalpstock leur plus grand développement. L'auteur voit dans ces derniers un complexe transgressif, dont le dépôt a été précédé par des émergences et des érosions locales, et le classe à la partie supérieure du Crétacique, en faisant observer que les seuls fossiles certains qui y ont été trouvés sont des Inocerames ; peut-être les couches supérieures de Wang sont-elles éocènes ; en tout cas, ce faciès ne correspond pas partout exactement au même niveau.

Le **Tertiaire** est formé de bas en haut par :

a) Un banc peu épais de calcaire spathique, rempli de Nummulites, qui termine la série sédimentaire entre le Frohnalpstock et le Plankstock ;

b) Un banc de calcaire gris à *Num. complanata*, qui surmonte directement le Crétacique entre Sisikon et Riemenstalden ;

c) Des grès glauconieux et micacés par places, avec *Pecten montanus*, *P. parisiensis*, *P. Heeri* ;

d) Des marnes schisteuses et gréseuses, prenant l'aspect du Flysch.

Au point de vue tectonique, la chaîne du Frohnalpstock est comprise entre la zone de Flysch de Schwytz et de la plaine de la Muotta qui la sépare de la chaîne de la Rigi-hochfluh et la zone de Flysch de Sisikon-Katzenzägel qui

s'intercale entre elle et la chaîne de l'Axenberg. Les formations crétaciques y sont replissées en trois anticlinaux inégaux qui se suivent du N au S.

L'anticlinal de l'Axenstein dessine au S de Brunnen une large voûte de Néocomien et d'Urgonien, puis il s'abaisse longitudinalement vers l'E, de sorte que la voûte de Gault se ferme bientôt dans cette direction. Mais dans l'axe de la vallée de la Muotta, le pli se relève brusquement, suivant une flexure transversale, de façon que dans le soubassement du Giebel le sommet de la voûte néocomienne dépasse l'altitude de 900 mètres. Au S de ce premier anticlinal, le synclinal de Morschach est rempli par le Gault et des lambeaux de calcaire de Seewen. La charnière d'Urgonien est bien visible au-dessus d'Oelberg sur l'Axenstrasse, et de là son jambage renversé se suit jusque près d'Oberdorf. Ici, d'après M. Arbenz, la même flexure qui a affecté l'anticlinal précédent a relevé aussi brusquement le synclinal de Morschach, qui se continue vers l'E dans un coin d'Urgonien et de Gault enfoncé dans le Néocomien sur le versant N du Stosshorn. Une faille de tassement longitudinale, passant au S de l'Axenstein, a provoqué dans ce synclinal un décrochement vertical dans le sens d'un affaissement de sa lèvre S E, tandis que dans la région de Sanct Franciskus deux plis-failles du reste peu importants ont effectué un double recouvrement du Gault par l'Urgonien.

L'anticlinal du Frohnalpstock est le principal du massif; il est fortement déversé au NW et diminue rapidement de volume vers l'E, en sorte que sa charnière urgonienne se ferme complètement à la Falkenfluh, à l'E de la Muotta. Son jambage normal d'Urgonien et de Gault est coupé à Oberfeld, à Mettlershütte et au-dessus de Stoss par trois failles transversales, dont le rejet est chaque fois inverse de l'abaissement longitudinal, impliquant un affaissement relatif de la lèvre W. D'autre part, un chevauchement local a ramené, au N du sommet du Frohnalpstock, l'Urgonien sur le Gault et le Crétacique supérieur du jambage normal, en donnant lieu à un enchevêtrement compliqué de ces trois niveaux.

Le synclinal suivant, du reste peu profond, passe au Furggelen Pass; vers l'W il est marqué par une traînée de Gault et de couches de Seewen, vers l'E il s'abaisse rapidement et se remplit de schistes de Wang; il atteint la vallée de la Muotta au S du Stossbach et continue ensuite par Illgau. Son jambage S, très réduit en épaisseur, est redressé verticalement.

Le troisième anticlinal, d'ampleur limitée, passe par le Hauserstock et Mettlersweid pour atteindre la vallée de la Muotta au S W de Ried; il est déjeté aussi au NW et son abaissement longitudinal de l'W à l'E est de plus de 1000 mètres entre le Hauserstock et la Muotta. Entre ce pli et les sommets du Klingenstock et du Plankstock le terrain est essentiellement formé par les schistes de Wang recouverts à la Kräuterer Alp de calcaires nummulitiques, et incurvés en un large synclinal incliné dans son ensemble vers l'extérieur. L'intérêt principal de cette partie de la chaîne réside dans la réduction progressive du N au S, qu'y montrent les divers niveaux du Crétacique supérieur et moyen; aussi trouve-t-on dans le versant S du Klingenstock et du Plankstock surtout du Néocomien et du Berriasien en une série normale plongeant faiblement au NW et chevauchant sur la zone tertiaire de Sisikon-Katzenzägel.

Cette dernière zone, dont l'intérêt est capital, affleure très nettement entre Sisikon et Riemenstalden, où elle comprend de bas en haut d'abord des calcaires nummulitiques, puis des grès glauconieux et des marnes à Fucoïdes; cachée dans la région du Katzenzägel, elle reparait dans la vallée du Bürgelibach, et partout elle s'enfonce au N sous le Berriasien ou sous des calcaires tithoniques, qui servent à celui-ci de sous-bassement normal au SW de Muottathal. Ces dépôts tertiaires représentent pour leur plus grande partie le revêtement normal laminé des formations crétaciques de la chaîne de l'Axenberg. Pourtant, sur quelques points, on trouve au-dessus des marnes à Fucoïdes des lambeaux laminés de calcaires nummulitiques ou de grès, auxquels sont associées des lames minces de couches de Seewen, de Gault, d'Urgonien; il y a évidemment ici l'indication d'un jambage renversé infiniment réduit et discontinu, pour l'étude duquel le ravin du Dorfbach au NE de Sisikon est particulièrement instructif. Au bas de la vallée du Bürgelibach, dans la région de Frutt où le Berriasien de la série du Klingenstock est supporté par des calcaires tithoniques, ces derniers sont séparés des formations tertiaires sous-jacentes par une série renversée très réduite en épaisseur, mais comprenant tous les termes du Crétacique, tels qu'ils sont développés non dans le massif du Frohnalstock mais dans la chaîne de l'Axenberg.

Les affinités méridionales de cette série renversée des environs de Frutt parlent évidemment en faveur d'un raccord direct entre elle et les formations crétaciques de la chaîne de l'Axenberg et on arrive ainsi tout naturellement à la notion

que la zone tertiaire de Sisikon fait partie d'un synclinal culbuté, fermé en l'air et au S.; ceci oblige à considérer avec M. Lugeon toute la chaîne du Frohnalpstock comme formée par un immense pli plongeant et digité, reposant sur un subsassement tertiaire continu entre Sisikon et Brunnen et enraciné sur le dos d'un autre pli plongeant et digité, celui de l'Axenberg.

D'autres faits viennent confirmer cette manière de voir; ainsi, dans la série chevauchante du Néocomien qui forme les pentes du Klingenstock et du Pankstock, les replis nombreux qui affectent cette masse sont disposés de façon que les charnières anticlinales se ferment au N, les charnières synclinales au S. En outre, l'élargissement vers le bas de la zone tertiaire de Sisikon est manifeste; en troisième lieu, le changement progressif de faciès, qui affecte les formations crétaciques du N au S du massif du Frohnalpstock, rappelle un fait signalé par M. Lugeon dans les Alpes vaudoises et bernoises. Enfin l'on sait que les deux zones de terrains tertiaires de Sisikon et de Brunnen se suivent vers l'E jusqu'à la vallée de la Linth et que là on les voit plonger concentriquement sous le massif de la Raustispitz de façon à se rejoindre presque et à ne laisser pour ainsi dire aucun doute sur leur raccord.

Dans un chapitre final M. Arbenz réunit quelques renseignements sur les dépôts morainiques de la vallée de la Muotta et du plateau de Morschach; il signale quelques gisements de granite et de gneiss du massif de l'Aar et de grès de Taveyannaz qui existent entre 650 et 800 m. d'altitude près de Morschach et que M. Brückner a attribués au stade de Bühl, puis une moraine de fond à éléments surtout calcaires qui se trouve au NE de cette même localité et paraît devoir se rattacher à la glaciation de Würm.

Une série de moraines déposées par le glacier de la Muotta pendant le stade de Bühl se développent près de Wernisberg vers le débouché du Muottathal. Contre elles s'adosse vers le N un delta qui a dû se former pendant le même stade dans un lac barré par le glacier de la Reuss, comme l'a admis M. Brückner. Plus haut, dans la vallée, l'on rencontre jusqu'au niveau de 1300 m. de nombreux blocs erratiques mais peu de véritables moraines. L'auteur cite encore quelques exemples de roches polies ou moutonnées constatés près de Brunnen et de Morschach, puis il termine par quelques observations sur les actions récentes des cours d'eau et de la désagrégation atmosphérique.

Dans un aperçu sommaire sur la géologie des **Alpes d'Uri et d'Unterwald**, M. P. ARBENZ (42), reprenant les idées de MM. Bertrand et Golliez, a montré que la nappe glaronnaise se continue vers l'W dans le massif de l'Uri Rothstock et les montagnes du haut Melchthal, puis, plus loin encore dans la chaîne du Faulhorn et du Männlichen, tandis que la nappe du Säntis et du Drusberg forme vers l'W le Frohnalpstock et le Bauenstock, le Brisen et les chaînes crétaciques qui bordent la vallée du Brunig. Les charnières plongeantes des digitations anticlinales de ces deux plis sont développées avec une clarté toute particulière à l'W du bras uranais de lac des Quatre-Cantons.

Nous arrivons maintenant au travail le plus considérable consacré dans ces dernières années aux Alpes calcaires de Suisse, je veux parler de l'étude du **Massif du Säntis** faite par M. A. HEIM avec la collaboration de trois de ses élèves, M^{lle} M. JEROSCH, M. E. BLUMER et M. ARNOLD HEIM (49), étude qui est rendue particulièrement claire par l'adjonction d'une carte géologique au 1 : 25000 et d'un superbe atlas de profils, d'esquisses et de photographies.

Dans une première partie du travail M. Alb. Heim donne une description stratigraphique du Säntis, dont j'extrais les faits suivants :

Le **Tertiaire** compris entre la Molasse et le Crétacique, est constitué essentiellement par une série de schistes argileux et marneux sans fossiles, dont la partie supérieure passe à des grès et des conglomérats qui semblent établir une transition à la Molasse. Les couches nummulitiques font presque partout défaut le long de la bordure septentrionale de la chaîne; on rencontre par contre de nombreux bancs à *Num. complanata* dans l'E de la chaîne à la Klammenegg et plus au S dans la direction de l'Alpsiegel; on en retrouve d'autre part le long de la bordure méridionale à Lochalp et Oberhagalp et dans la région de Wildhaus.

Dans le **Crétacique** la partie supérieure est constituée par les calcaires sublithographiques de Seewen; ceux-ci contiennent près de leur base, dans les chaînes méridionales seulement, une zone plus marneuse et colorée en rouge qui rappelle le faciès de la Scaglia. Le Gault très réduit et incomplet dans les chaînes septentrionales prend une importance de plus en plus grande vers le S, où il montre de haut en bas les niveaux suivants : a) des calcaires gréseux et glauconieux

à *Turrilites Bergeri* et *Desmoc. Mayori*, b) des grès glauconieux concrétionnés à *Bel. minimus*, c) des alternances de marnes et de grès à *Inoc. concentricus*, d) un calcaire échinodermique riche en quartz avec *Exog. aquila*, e) des grès poreux et glauconieux.

Le Schrattenkalk commence vers le haut par des alternances de marnes et de calcaire compact, dans lesquelles on trouve des fossiles rhodaniens: *Toxaster Collegnii*, *Heteraster oblongus*, *Rhynchon. Gibbsi*, puis vient une zone marneuse à *Orbitolina lenticularis* qui surmonte le puissant massif de calcaire compact de l'Urgonien.

L'auteur réunit ensuite d'une façon un peu arbitraire sous le nom de Néocomien les niveaux suivants :

5° Marnes à *Exogyra sinuata* (5-30 m.).

4° Calcaires marneux de Drusberg à *Toxaster Brunneri* (10-100 m.).

3° Grès glauconieux de l'Altmann à *Exog. sinuata*, *Belem. pistilliformis*, *Crioceras* sp. etc. (12-50 m.).

2° Calcaires échinodermiques à *Bel. dilatatus*, *Terebr. sella*, *Toxaster Sentisianus*, *Pygurus Montmollini*.

1° Calcaires siliceux à *Toxaster complanatus* (100-200 m.).

Au niveau du Valangien l'auteur distingue de haut en bas :

4° Calcaires brunâtres à fossiles siliceux: *Pygurus rostratus*, *Holectypus macropygus* (8-20 m.).

3° Calcaires blancs siliceux avec *Terebr. valdensis*, *Ostrea Etallonii*, *O. Sanctæ Crucis*, etc. (10-30 m.).

2° Calcaire marneux brunâtre à *Ter. valdensis* peu épais.

1° Massif de calcaires zoogènes, confondus généralement avec l'Urgonien, mais s'en distinguant par une structure franchement oolithique, par l'intercalation de petits lits marneux et par la présence de fossiles valangiens assez abondants par places: *Alectryonia rectangularis*, *Requienia Jaccardi*, *Nerinea essertensis*, *Ter. valdensis*, *Rhynch. irregularis*, etc. (90-120 m.).

Au point de vue tectonique le massif du Sântis est caractérisé d'abord par le déjettement général de tous ses éléments vers le N; en second lieu les 6 anticlinaux qui le forment naissent les uns après les autres par bifurcations successives de l'W à l'E de deux plis initiaux, et s'écartent progressivement les uns des autres. Des fractures innombrables coupent

le massif soit longitudinalement soit transversalement et prennent la forme ou bien de failles proprement dites avec rejet vertical ou bien de décrochements horizontaux.

Le premier anticlinal, qui forme de la Thur au Schwendibach le front de la chaîne, est fortement déjeté au N dans sa partie occidentale et son jambage N a subi une extrême réduction; son déversement diminue à partir de la Widealp vers l'E et presque en même temps on voit se développer au-dessous de lui un anticlinal accessoire. Le synclinal qui sépare ces deux digitations frontales se suit depuis le pied de la Silberplatte, par Ofen et le versant N de l'Oerlikopf jusqu'au dessus de Dunkelberndli; en s'approfondissant peu à peu vers l'E, il se remplit successivement de Gault et de calcaire de Seewen. D'autre part on voit se développer sous le jambage renversé de la digitation inférieure, au N de la Girespitz et de l'Oerlikopf une sorte d'écaille normale d'Urgonien et de Gault qui chevauche sur le Flysch.

Le premier anticlinal ne forme une chaîne détachée qu'à partir de la Silberplatte vers l'E, la crête de la chaîne coïncidant d'abord avec le jambage normal d'Urgonien puis avec le cœur valangien du pli. Dans la région des Hangeten et des Thürme la charnière valangienne est culbutée par-dessus l'Hauterivien du jambage renversé, s'enfonçant à la façon d'un faux synclinal dans la série intensément laminée qui la sépare des calcaires de Seewen. L'interprétation très compliquée adoptée pour toute cette première chaîne par Escher de la Linth et d'autres après lui était fondée sur l'attribution à l'Urigo-aptien de tous les calcaires zoogènes du Crétacique inférieur, tandis qu'une partie d'entre eux sont, comme nous l'avons vu, valangiens. Vers l'E l'intensité du plissement diminue rapidement; l'écaille chevauchant sur le Flysch et l'anticlinal accessoire disparaissent successivement et le pli principal s'abaisse soit progressivement, soit brusquement, suivant les plans de fractures transversales. Deux failles particulièrement importantes passent l'une entre le Schäfler et le Schibler, l'autre entre l'Ebenalp et la Bommenalp; en outre une grande fracture oblique avec décrochement horizontal important coupe l'extrémité orientale de la chaîne dans le versant W de la vallée de Schwendi.

Avant d'atteindre la vallée de Schwendi, l'anticlinal I est affecté par une dislocation nouvelle; sur son dos se creuse brusquement un synclinal aigu qui s'approfondit rapidement entre la voûte urgonienne du Langenberg et l'Urgonien

plongeant verticalement de Stuhl et qui se remplit, entre Bommen Alp et la vallée, de Crétacique supérieur et même de Nummulitique. Au delà du Schwendibach, vers l'E, cet anticlinal n'est plus marqué que par une étroite bande plongeant verticalement de Crétacique supérieur, qui prolonge le repli urgonien de Stuhl et qui, après un parcours de 6 à 7 km., cesse brusquement près d'Eggli sans aucune racine visible ; le pli a dû être complètement séparé de son amorce par un déchirement dû au laminage.

Enfin, pour compléter la description de ce premier pli, M. Heim signale une faille longitudinale qui se suit de Fehlalp jusqu'au N du Seealpsee et met en contact l'Urgonien ou même le Néocomien du jambage S avec le Crétacique supérieur du synclinal suivant, celui de Seealp.

Le deuxième anticlinal du Säntis représente non un pli simple, mais un système de trois plis qui se remplacent de l'W à l'E ; il se détache dans la vallée de Gräppelen du pli III et s'élève au Schafwies et au Stoss en une belle voûte déjetée d'Urgonien et de Néocomien. Puis ce premier pli diminue rapidement vers l'E, tandis qu'au-dessous de lui se forme un nouveau pli qui s'élève rapidement jusque sous le sommet du Säntis. De là, cette seconde voûte plonge à son tour rapidement vers l'E et le Néocomien avec l'Urgonien disparaissent bientôt sous un manteau continu de calcaire de Seewen, tandis qu'un peu plus loin un troisième pli vient relayer les deux précédents sous la forme d'une voûte urgonienne peu élevée qui pointe au milieu du Crétacique supérieur à Hinter Rüggen. Ce dernier anticlinal cesse brusquement dans le plan de la grande fracture transversale Saxenlücke-Schwendi. Le synclinal supracrétacique qui sépare l'anticlinal II du suivant apparaît au S du Schafwies ; il s'approfondit rapidement vers l'E, où il montre bientôt un plongement isoclinal de 90-70° au S ; son fond est certainement plusieurs fois digité.

L'anticlinal III est le plus considérable de la chaîne, mais aussi le plus profondément entamé par l'érosion qui y a créé plusieurs tronçons de vallées longitudinales reliés par des cols ; ce sont la vallée de Thurwies, le vallon d'Ober Kellen et la vallée de Widderalp ; l'extrémité orientale du pli prend seule, à l'Alpsiegel, la forme d'une chaîne orographiquement individualisée. Le jambage N de l'anticlinal, renversé et laminé, forme la chaîne du Hundstein, de Thurwies et du Kalbersäntis et se continue dans le versant N du Marwies.

Là, il est culbuté de telle façon que l'Urgonien, après avoir dessiné une voûte au-dessus des calcaires de Seewen, s'enfonce vers le N dans ceux-ci en une charnière plongeante enveloppant un cœur néocomien : c'est ce faux-synclinal qui forme les hauteurs de Gloggeren.

Le jambage S de l'anticlinal III passe d'abord dans le soubassement N du Wildhauser Schafberg, puis forme la crête de l'Altmann et du Hundstein de Fählen, où le Néocomien et l'Urgonien sont affectés par un repli important. Immédiatement à l'E du Fählensee, il est coupé, comme du reste tout l'anticlinal, par la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, suivant laquelle son prolongement oriental a été repoussé vers le N d'environ 1 km.

Au-delà de ce colossal décrochement, l'extrémité orientale de l'anticlinal III, déversée au N par-dessus le Flysch, forme la chaîne de l'Alpsiegel, dont le versant S montre une carapace continue d'Urgonien, tandis que le versant N laisse voir le cœur néocomien isoclinal du pli. Grâce à un plongement longitudinal rapide vers l'E, les voûtes concentriques d'Urgonien, de Gault et de Crétacique supérieur se ferment successivement et, à partir du Brühltofel, tout l'anticlinal disparaît sous le Flysch.

L'anticlinal IV se détache du précédent dans la chaîne du Wildhauser Schafberg ; il se couche au N en écrasant le synclinal supracrétacique adjacent et en laminant fortement son propre jambage renversé. Le Néocomien de sa région axiale affleure dans la gorge de Sanct Verena, tandis que sur l'arête transversale du Schafberg la voûte urgonienne se ferme ; depuis là le pli diminue rapidement d'importance, en sorte que le Néocomien disparaît bientôt définitivement, que la voûte urgonienne ne forme plus crête à partir de Moor et qu'elle s'enfonce longitudinalement, avec le Gault qui la recouvre, sous les couches de Seewen entre Häderen et Fählenalp ; dès lors, les synclinaux III et IV se confondent en un seul.

L'anticlinal V débute à la Grosskehle, à l'E de la Gamplüt Alp, où le Valangien et le Néocomien du cœur du pli sont couchés sur une zone réduite à quelques mètres d'Urgonien renversé. La voûte néocomienne se continue par la Kraialp, tandis que l'Urgonien de son jambage normal donne naissance aux parois déchiquetées du Spitz et du Tristen au-dessus de Tesselalp. Depuis la Kraialp, la voûte urgonienne se referme pour former les crêtes arrondies de Kraialpfirst et de Roslenfirst et le Néocomien ne réapparaît que localement au

Kessiloch et au S du Fählensee où il figure une charnière anticlinale déversée sur un jambage urgonien laminé.

La grande fracture Saxerlücke-Schwendi, qui coupe l'anticlinal V à l'E du Fählensee, marque pour ce pli à la fois une diminution brusque d'altitude et un déplacement de son prolongement oriental vers le N; ce prolongement, qui forme la voûte urgonienne de la Stiefelwand, se trouve ainsi repoussé dans l'axe du synclinal de Fählen. Cette voûte ne tarde du reste pas à mourir vers l'E, en sorte que, au S du Sämbtisersee, les anticlinaux III et VI ne sont plus séparées que par une zone uniforme de Crétacique supérieur.

Le jambage d'Urgonien qui borde le faisceau des plis III, IV et V vers le S, depuis le Spiz jusqu'à la Thur, montre une tendance à se déverser au S et à plonger ainsi sous le Néocomien, tendance qui s'accroît de l'E à l'W, sans impliquer du reste jamais aucun laminage. Il y a là une sorte de pli en retour qui s'explique par l'absence vers le S d'aucune autre chaîne élevée.

L'anticlinal VI naît immédiatement à l'E de la Thur sous forme d'un large repli se dessinant dans le flanc S de l'anticlinal II-V. D'abord couvert par le Gault et le Crétacique supérieur, l'Urgonien n'apparaît que dans les tranchées de la Thur et de la Sântisthur; puis, l'axe du pli s'élevant, la voûte urgonienne émerge, formant les hauteurs du Lisigweid et du Gulmen, entre lesquelles le Simmibach a creusé son lit jusque dans le Valangien. Depuis là, le jambage urgonien N, presque vertical mais non laminé, forme l'arête de Gatterifirst et des Kreuzberge; il est déchiqueté, comme du reste le jambage S, par d'innombrables décrochements horizontaux. L'une de ces fractures, qui coupe les deux pieds-droits de la voûte au N d'Abendweid et vers l'extrémité NE de l'arête de Gatterifirst, correspond à un déplacement d'ensemble de la partie orientale du pli vers le N, en même temps qu'à un resserrement de cette partie. Au contraire, la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, dont la lèvre orientale est aussi repoussée vers le N, marque un décrochement beaucoup plus accentué du jambage N de l'anticlinal VI que du jambage S, de façon que la voûte y est de nouveau élargie brusquement vers l'E.

Depuis cette fracture, l'anticlinal VI, qui était resté presque droit dans toute sa partie occidentale, se déverse de plus en plus au N, ce qui résulte évidemment de la chute des plis plus externes. Au-dessus d'Alpeel, le jambage S d'Urgonien recouvre une grande partie de la voûte et va former la crête

du Hochhaus et du Häusen, puis la chaîne est constituée par une énorme masse de Néocomien-Valangien, plongeant au SE, et bordée par deux bandes étroites d'Urgonien et de Gault. A l'E du Brunnenthal, une fracture oblique a déterminé une poussée au N d'environ 600 mètres de la partie orientale du jambage S du pli. Grâce à la profonde entaille du cirque de Rohr, creusée dans la voûte urgonienne et néocomienne du Hoher Kasten, on a pu constater la présence sous cette voûte d'un jambage renversé et laminé d'Urgonien et de Crétacique supérieur chevauchant sur le Flysch, et se convaincre que le déversement du pli par-dessus le synclinal extérieur comporte ici au moins 600 mètres; ce déversement s'observe encore fort bien plus à l'E au Kamor. Le jambage S d'Urgonien de la voûte du Hoher Kasten présente, à l'E du Brunnentobel, une inflexion synclinale qui se remplit de Gault et de Crétacique supérieur; dans sa partie inférieure, il est coupé par une série de fractures longitudinales et horizontales, dont la lèvre supérieure est chaque fois repoussée au N sur la lèvre inférieure, l'Urgonien venant se placer dans le prolongement des couches néocomiennes.

Depuis le Kamor, la voûte urgonienne s'abaisse vers l'E et disparaît de plus en plus sous le Gault et le Crétacique supérieur qui l'enveloppent finalement d'un manteau continu.

La diminution de surface qui résulte du ridement du Sântis a réduit, d'après M. Heim, une largeur primitive de 14 à 15 kilomètres au tiers.

Cette description de la partie médiane du Sântis est complétée par une étude détaillée des innombrables fractures qui la traversent, faite par M^{lle} M. JEROSCH, qui a paru à part en 1904 et dont j'ai rendu compte déjà dans la *Revue* consacrée à cette année. Puis, M. Heim reprend la plume pour faire ressortir les relations étroites qui existent au Sântis entre la tectonique et l'orographie, le rôle joué par chacun des éléments lithologiques constituants et le caractère particulier que prend le démantèlement par suite de l'absence complète de cours d'eau superficiels importants; il parle des champs lapiaires, très répandus dans tout le massif, des sources, etc.....

A propos des formations quaternaires, M. Heim commence par insister sur l'absence complète dans tout le Sântis de signes quelconques d'une érosion glaciaire importante et s'élève énergiquement contre la tendance actuelle d'attribuer de nouveau aux glaciers un rôle primordial dans le creuse-

ment des vallées. Il décrit ensuite les moraines qui couvrent le pied N de la première chaîne du Säntis, en se mêlant d'une façon souvent très confuse aux éboulis et aux éboulements. La vallée du Schwendibach est barrée un peu en aval de Schwendi par une moraine frontale, contre laquelle s'appuient vers l'amont des alluvions lacustres. D'autres moraines se superposent plus au S aux montagnes de Flysch qui séparent le Schwendibach du Brülisaubach et c'est probablement comme une moraine locale qu'il faut considérer un amas de blocs urgoniens et supracrétaciques qui traverse la vallée du Schwendibach en amont de Wasserauen.

Le long du pied S de l'anticlinal VI, les dépôts morainiques sont abondamment développés dans la région de Wildhaus et de Sanct Johann, et ici les roches provenant des Grisons, qui manquent totalement au N du Säntis, se mêlent en quantité appréciable aux roches locales.

M. Heim décrit comme moraines d'avalanches des amas de cailloux et de blocs non polis, auxquels ne se mêle aucun limon, et qui décrivent au pied des couloirs des cirques assez réguliers.

Les conditions hydrographiques spéciales du massif ont déterminé une réduction remarquable des dépôts torrentiels qui ne prennent une certaine importance que dans les environs de Sennwald et de Frümsen, sur le versant S. Par contre, les éboulis couvrent sur de grandes étendues le bas des pentes et les fonds de vallée. Les éboulements aussi sont nombreux et abondants; sur le versant N de la première chaîne, des masses considérables se sont détachées de la paroi comprise entre le Stollen et la Girespitz, et la Säntisalp est couverte par un énorme amas de blocs qui, après s'être étalé sur une grande largeur, s'est engagé ensuite en forme de coulée dans la vallée de Böden qu'il a couverte jusqu'à Bernhalden. Plus à l'E, un autre grand éboulement a couvert la Schwägalp et s'est écoulé en partie dans la vallée du Tössbach.

Parmi les nombreux éboulements signalés par M. Heim dans l'intérieur des chaînes, je cite seulement les plus importants. Dans la grande dépression anticlinale de Gräppelen, un amoncellement considérable de calcaire de Seewen avait induit Escher à admettre sur ce point un synclinal supracrétacique. Un autre éboulement important est celui qui, tombé de l'arête de la Borsthalde, à l'W du Hundstein de Fählen, a coulé en une large traînée jusqu'à la Meglisalp. Plus à l'E,

à Hüttenalp, le synclinal supracrétacique de Seealp disparaît en grande partie vers son extrémité orientale sous un énorme amoncellement de blocs. Mais le plus considérable de tous les éboulements détachés du Säntis est celui qui couvre la plaine du Rhin jusque tout près du fleuve, entre Sennwald et Salez, et donne naissance à la surface irrégulièrement mamelonnée du Schlosswald et du Hofwald. Sa niche d'arrachement est restée bien visible à la Kehle ; de là, un cône d'éboulement très franc descend vers la plaine, sur laquelle la masse éboulée s'est étalée en un vaste éventail. Le mouvement a été déterminé par un glissement de l'Urgonien, du Gault et du calcaire de Seewen sur le dos du Néocomien ; quant à l'époque à laquelle l'accident s'est produit, il faut la placer après la dernière glaciation, car aucune trace de moraine ne recouvre la surface de l'éboulement, qui se superpose à des alluvions probablement équivalentes à un niveau inférieur des Basses Terrasses et qui, par contre, disparaît sous les alluvions récentes du Rhin.

La partie occidentale des plis du Säntis, décrite dans une deuxième partie de l'ouvrage, a été étudiée par M. ARNOLD HEIM (51) qui en a fait l'objet de sa thèse de doctorat.

L'auteur reprend la stratigraphie spéciale de cette région et remarque d'abord, à propos du **Tertiaire**, que, dans la zone de Flysch qui borde au N les plis crétaciques, s'intercalent sur différents points des grès nummulitiques, qui contiennent tantôt des Assilines avec *Conoclypus ibergensis*, tantôt *Num. Biaritzensis*, *Num. Ramondi*, *Num. striata* avec *Orbitoides Fortisii* et *Ostrea rarilamella*, et qui, occupant dans le Flysch des positions très variées, représentent sûrement des niveaux différents du Parisien. Le Flysch est constitué essentiellement par des schistes marneux jaunâtres, ponctués de noir (Körnchenschiefer d'Escher).

Au S des plis crétaciques, dans le versant méridional du Häderenberg, les Körnchenschiefer passent vers le haut à des alternances de marnes noires, de calcaires et de grès micacés plus ou moins grossiers ; en outre le Flysch contient, vers le haut du Doligenbach, des intercalations probablement synclinales de marnes rouges rappelant les couches de passage à la Molasse.

A propos du **Crétacique**, l'auteur commence par montrer que le passage des calcaires de Seewen aux Körnchenschiefer se fait d'une façon absolument graduelle par l'intermédiaire d'une série de plus en plus schisteuse et marneuse vers le

haut, pour laquelle la découverte d'un *Baculites ex af. vertebralis* et d'un *Pachydiscus ex af. Wittekindi* indique un âge sénonien-danien. Le Gault est développé ici comme plus à l'E et montre la même diminution progressive du S au N de son épaisseur, avec suppression complète vers le N de ses deux termes inférieurs. Tandis que la sédimentation a été évidemment continue du Gault au Flysch, il faut admettre une transgression du premier sur le Schrattenkalk. Sauf les couches à *Turrit. Bergeri* qui représentent la base du Céno-manien, tout l'ensemble du Gault doit figurer l'Albien malgré la présence d'*Ostrea aquila* dans la brèche échinodermique. L'Aptien comprend d'abord un massif de 7 à 8 m. de calcaire blanc du type urgonien, puis, au-dessous, des couches calcaires vers le haut, marnenses à la base et caractérisées par *Orbitolina lenticularis*. Le Schrattenkalk proprement dit commence sous l'Aptien par un épais massif de calcaires cristallins avec *Requienia ammonia* à la base, puis vient une zone épaisse d'environ 20 m. d'oolithes ; enfin la partie inférieure est caractérisée par l'intercalation répétée de calcaires échinodermiques. Au-dessous de cet Urganien, on rencontre de haut en bas les couches de Drusberg, les couches de l'Altmann et le Kieselkalk, puis le Valangien. Ce dernier, qui affleure dans les gorges de la Thur, y montre la succession suivante de haut en bas :

a) Les couches à *Pygurus rostratus*, en général très peu épaisses et peu distinctes.

b) Un massif épais de 20 à 40 m. de calcaires clairs rappelant l'Urganien, contenant des silex dans leur partie supérieure, oolithique à la base et passant insensiblement à

c) des couches marno-calcaires avec bancs oolithiques, contenant à profusion des *Pinna Robinaldina* et *Exog. Couloni* ; épaisses de 70 m. dans la vallée de la Thur, ces couches n'ont plus que 15 à 20 m. au Schindelberg.

d) Un massif inférieur de calcaires clairs contenant des Requienies et des polypiers, épais de 55 m. vers la Thur, mais paraissant augmenter de puissance vers l'E au dépens des couches sous-jacentes. Ces calcaires contiennent à la base des oolithes plus grossières qu'on n'en trouve jamais dans l'Urganien et des bancs poreux constitués par des débris de Bryozoaires et de Nérinées.

e) Des marnes foncées avec des bancs minces calcaires interstratifiés, épaisses de 45 m., qui contiennent *Terebr. acuta*, *Pecten Cottaldinus*, *Belem. pistilliformis*.

f) Enfin des calcaires oolithiques et spathiques en bancs minces, séparés par des lits marneux, colorés en brun et contenant de la pyrite.

Vers l'E, ce profil de la Thur se modifie dans l'anticlinal I par la disparition de la couche marneuse C et la fusion des deux massifs calcaires qui l'encadrent, tandis que dans les plis méridionaux les couches marneuses supérieures se retrouvent soit au Farnboden, soit au Rothsteinpass.

Quant à la tectonique de cette région occidentale du Säntis, elle est caractérisée avant tout par le rétrécissement du faisceau des plis crétaciques conjointement avec la fusion de ces plis en deux anticlinaux déjetés au N de Valangien et d'Hauterivien, bordés par des jambages d'Urgonien. Le premier de ces anticlinaux, vers le S, montre à la Weisswand une faible inflexion anticlinale de son jambage méridional d'Urgonien, qui est la première ébauche du pli VI, puis la vallée du Neuenalpbach marque une profonde tranchée longitudinale dans le cœur néocomien d'un anticlinal qui paraît simple, quoique peut-être sa carapace urgonienne, aujourd'hui supprimée, ait pu dessiner deux digitations correspondant aux plis V-III et II. Vers le N, le Valangien du Neuenalpbach s'appuie sur une série renversée de Néocomien qui s'intercale entre lui et le synclinal urgonien de Neuenalp. Celui-ci est le prolongement du synclinal qui sépare sur toute leur longueur les anticlinaux I et II; à la Lütispitz, il contient encore du Gault avec une grande quantité de Seewerkalk et paraît simple; puis au S du Windenpass et à Hinterhorn, une voussure anticlinale d'Urgonien, perçant au milieu du Crétacique supérieur, divise visiblement le synclinal en deux digitations inégales, dont l'une principale se dirige sur la Neuenalspitz où elle s'aplatit brusquement, dont l'autre s'effile bientôt entre les deux jambages d'Urgonien. Ceux-ci, confondus en une seule masse, s'enfoncent en plongeant au SE entre le Néocomien du Neuenalpbach et celui de Rotenstein et se continuent depuis Neuenalp jusque près de Sattel dans la vallée de la Thur, ensorte que cette digitation du synclinal I, secondaire vers l'E à la Lütispitz, est devenue la principale vers l'W.

L'anticlinal septentrional de la vallée de la Thur, qui correspond à l'anticlinal I, forme le versant N de la première chaîne; l'érosion a découvert dans sa partie frontale le Néocomien et le Valangien jusqu'à la base de ce dernier. Vers l'E, dans le soubassement de la Lütispitz, le cœur du pli,

formé de Valangien et fortement déversé au N, montre une sorte de repli secondaire qui pourrait figurer le commencement de la digitation anticlinale inférieure existant dans le pied de la Girespitz. Dans la direction de l'W, vers la Thur, l'on voit l'axe du pli I s'abaisser rapidement, en même temps que le déversement s'accroît et que le laminage du jambage renversé devient de plus en plus complet; aussi, dans la partie NE de la paroi du Schindelberg, la charnière frontale du Valangien inférieur, magnifiquement développée, se couche-t-elle presque directement sur le Flysch de l'avant-pays, le jambage renversé, réduit à quelques mètres, ne comprenant plus qu'une mince couche de schistes valangiens supérieurs et une lame de calcaire de Seewen. Aux abords de la vallée de la Thur, l'axe du pli continuant à s'abaisser, son front se retire rapidement, de sorte que son déversement diminue de nouveau et que le Valangien inférieur, caché par la charnière fermée des calcaires valangiens supérieurs dans tout le Rotensteinwald, ne réapparaît plus qu'entre Eggen et Ittishag sur les deux versants de la gorge sous forme d'une voûte déjetée.

La profonde tranchée transversale de la Thur, qui a mis ainsi à nu le cœur infravalangien de l'anticlinal I, montre d'une façon superbe le laminage intense du jambage à peu près vertical qui le sépare du Flysch, laminage qui n'a laissé subsister qu'une zone très mince de schistes valangiens supérieurs, une lame d'Urgonien infiniment réduite et qui n'existe qu'à l'W de la Thur, et quelques bancs métamorphisés de calcaires de Seewen. Plus au SE, la vallée coupe la série normale néocomienne du pli, puis elle entre dans le Néocomien renversé et laminé du jambage N du pli II-V; ce second anticlinal est entamé jusqu'aux marnes valangiennes supérieures qui affleurent au-dessus du cône de déjection du Neuenalpbach.

A l'W de la Thur, les deux mêmes anticlinaux se retrouvent dans la chaîne du Häderenberg, mais avec des proportions qui diminuent rapidement; dans l'anticlinal I, l'Urgonien se ferme bientôt au-dessus du Néocomien, tandis que dans l'anticlinal II-V ce sont les calcaires du Valangien supérieur qui marquent l'axe du pli. Il se produit en outre un écrasement toujours plus intense de l'ensemble du faisceau; ainsi dans un profil passant par le Mittagsberg, on voit l'anticlinal I représenté seulement par une voûte déjetée et écrasée d'Urgonien, bordée au N par quelques mètres de calcaires de Seewen; le synclinal qui suit au S n'a conservé que son

jambage normal de Gault et de Seewerkalk et il est chevauché presque directement, avec une intercalation insignifiante d'Urgonien et de Kieselkalk, par les calcaires valangiens supérieurs du pli II-V; même dans le jambage supérieur de ce dernier l'on observe des réductions d'épaisseur notables dans l'Urgonien, le Gault, complètement supprimé par places, et les couches de Seewen qui, formant le sommet, s'enfoncent ensuite au S sous le Flysch.

Un peu plus à l'W, la largeur totale de la chaîne crétacique est réduite à 600 m. environ et l'on ne voit plus à la surface qu'une masse isoclinale, plongeant au SE, d'Urgonien bordée au N et au S par du Gault et du Seewerkalk et digitée par des synclinaux écrasés formés des mêmes formations supra-crétaciques. L'un de ces synclinaux, prolongement du synclinal I, passe au-dessous de Beutel et montre un relèvement de son fond progressif vers l'W; il est localement divisé en deux pointes aiguës; le second, qui passe au-dessus de Beutel, diminue aussi de profondeur vers l'W et forme deux digitations dont l'une meurt bientôt, tandis que l'autre se continue jusqu'à l'extrémité de la chaîne; il peut être considéré comme le prolongement du synclinal qui sépare plus à l'E les anticlinaux II et III et qui disparaît momentanément à droite et à gauche de la Thur, parce que l'Urgonien et le Crétacique supérieur, qui en ont seuls été affectés, ont été enlevés par l'érosion sur ce parcours.

L'extrémité occidentale du Häderenberg marque la fin vers l'W des plis du Säntis; l'anticlinal I cesse, un peu à l'W de Burst, sous la forme d'une série normale intensément laminée d'Urgonien, de Gault et de calcaire de Seewen, intercalée avec un plongement au SE entre deux complexes de Flysch, mais qui finit en pointe vers le bas et a été évidemment séparée tout à fait de sa racine. Les anticlinaux II et III-V finissent d'une façon analogue au Gewölbekopf, dont l'auteur donne une description détaillée, et qui figure en somme une sorte de Klippe d'Urgonien, divisée en deux par un étroit synclinal de Gault et de Seewerkalk et entourée pour ainsi dire de toute part par ces mêmes formations, qui repose sur le Flysch sans se rattacher à aucune racine.

Jetant ensuite un coup d'œil d'ensemble sur la partie occidentale des plis du Säntis, M. Arnold Heim montre que le Gulmen ne peut représenter que le prolongement vers l'W de la chaîne du Häderenberg. Il insiste sur le fait que le Flysch est toujours intimement lié, par sa stratigraphie comme par sa

tectonique, au Crétacique supérieur, tandis qu'il est tout à fait indépendant de la Molasse, sur laquelle il repose toujours en contact mécanique, et dont les formes sont toutes différentes. Le Gulmen, comme le petit massif crétacique du Goggeien, n'a pas racine en profondeur, mais repose sur toute sa largeur sur un soubassement de Flysch. Quant aux relations qui existent entre le Säntis, le Goggeien, le Gulmen, le Stock et les Churfirten, il faut admettre que ces divers éléments aujourd'hui séparés ont fait primitivement partie d'une seule et même unité stratigraphique et tectonique; or, nous savons déjà que la série crétacique de la partie supérieure des Churfirten, plongeant au NW, chevauche sur une série normale des formations crétaciques et tertiaires, se rattachant au faciès des Alpes calcaires internes (nappe glaronnaise), qui est elle-même en recouvrement mécanique sur le Flysch. Ainsi l'unité tectonique des Churfirten, du Säntis, du Gulmen, etc., ne peut être qu'une nappe superposée à la nappe glaronnaise, la même qui forme à l'W de la Linth les chaînes de la Rautispitz et du Riesetten; le synclinal de Sanct Johann-Amden se prolonge au SW dans celui de l'Obersee, et les chaînes du Mattstock, du Gulmen, du Goggeien et du Säntis sont, non le prolongement oriental de la chaîne crétacique discontinue qui comprend le Pilate, les Aubrig et le Wageten, mais le front de la nappe supérieure Churfirten-Rautispitz.

Le caractère de nappe de charriage découle aussi, pour l'ensemble des formations crétaciques et éocènes du Säntis, du fait que les dislocations, en particulier les décrochements horizontaux, qui affectent en si grand nombre ces formations, ne se continuent pas dans la Molasse qu'elles chevauchent.

La division de la nappe du Säntis en plusieurs massifs aujourd'hui isolés doit s'expliquer par un phénomène d'étirement et de laminage longitudinal. Nous avons noté déjà l'amincissement progressif vers l'W des trois plis qui forment le Häderenberg; or le Gulmen montre un amincissement symétrique de son extrémité orientale; ses formations crétaciques s'y réduisent à une lame épaisse de quelques décimètres de Seewerkalk, puis, après un nouvel élargissement momentané de leur zone au Fahnenkopf, elles disparaissent bientôt, les deux bordures de Flysch se confondant sans laisser apercevoir aucune trace de racine. Il a dû se produire un déchirement longitudinal entre le Häderenberg et le Gulmen et ce cas est loin d'être isolé; il se reproduit plus à l'W au Calvarienberg (Wäggithal) et entre le Klein et le Gross Aubrig.

Ces étirements longitudinaux, qui résultent très probablement de la forme arquée qu'ont prise les nappes alpines, offrent ceci de particulier qu'ils provoquent des amincissements et des métamorphismes aussi bien des jambages normaux que des jambages renversés des plis; les anticlinaux qui en sont affectés ne se terminent pas latéralement par un plongement concentrique des voûtes sous des formations de plus en plus jeunes, mais par un amincissement rapide de leurs couches qui restent à peu près verticales. Dans les parties les plus étirées ce sont les formations plastiques, comme les couches de Seewen, qui persistent le plus longtemps en minces traînées continues, tandis que les niveaux compacts se résolvent en paquets détachés.

L'auteur consacre un chapitre spécial à décrire quelques faits d'ordre tectonique; il expose quelques jolis exemples de clivage observés dans diverses formations, puis montre l'influence qu'exerce la nature plus ou moins massive ou plastique des roches sur les formes tectoniques; c'est ainsi que l'Urgonien s'incurve généralement en plis amples et simples, tandis que les couches de Seewen se replient plusieurs fois sur elles-mêmes et donnent naissance à des formes digitées. Dans les zones laminées l'Urgonien est déchiré en paquets lenticulaires, les couches de Seewen au contraire forment des traînées amincies mais continues.

Le laminage détermine toujours un métamorphisme, que l'auteur a pu spécifier exactement par l'étude d'une série de coupes minces. Dans les calcaires de Seewen laminés les lits s'écrasent, des membranes noires orientées parallèlement se développent en quantité toujours plus grande et la roche devient ainsi de plus en plus schisteuse. Le degré du métamorphisme varie du reste très rapidement dans une même coupe, et l'on peut voir côte à côte des lits intacts dont les Foraminifères ne sont ni déformés ni passés à l'état de calcite, des lits faiblement étirés, des lits à texture fluidale par suite de l'écrasement soit des fossiles, soit du grain de la roche, des lits fibreux dans lesquels toute la roche est composée de fibres parallèles de calcite, et des lits marmorisés par suite de la fusion de plusieurs fibres en un cristal. Tandis que dans un même lit ou une même lentille ces divers types passent l'un à l'autre, l'on trouve souvent de part et d'autre d'une membrane carbonneuse des degrés de métamorphisme absolument différents.

Les calcaires massifs du Valangien et de l'Urgonien soumis au laminage subissent une simple recristallisation due à

l'action des eaux d'imprégnation comprimées. Dans les jambages renversés et réduits d'Urgonien, la roche reste en grande partie intacte et la diminution d'épaisseur ne correspond pas à un laminage général de toutes les couches, mais à la suppression complète d'un nombre plus ou moins grand d'entre elles par déchirement.

Dans le cas où les roches ont été fortement comprimées sans avoir subi des mouvements différentiels importants, ainsi dans les synclinaux écrasés, le métamorphisme prend une forme spéciale; les calcaires de Seewen se transforment en un amas de calcite cristallisée, souvent très grossièrement, traversés par des membranes argileuses irrégulières. D'une façon générale les modifications subies pendant le plissement par les roches sédimentaires sont surtout intenses dans les jambages de plis renversés; elles se produisent aussi dans les cœurs de plis synclinaux ou anticlinaux qui ont subi un écrasement, mais avec une forme spéciale; enfin elles dépendent pour beaucoup de la nature de la roche. L'auteur distingue les cas de déformation suivants: déformation avec cassures et formation de veines de calcite, glissements internes suivant un plan marqué par des lits argileux, parallèles, déformation purement mécanique sans changement de structure, déformation avec recristallisation (marmorisation).

Dans un dernier chapitre consacré aux formations pléistocènes, M. Arnold Heim constate que la région qu'il a étudiée ne possède en fait de moraines que des dépôts relativement récents datant probablement pour la plupart de la période de retrait de la dernière glaciation ou du stade de Bühl. Les meilleurs exemples de moraines se trouvent à la Lütisalp, dans la vallée du Dürrenbach, à Ober-Stoffel où ils couvrent la crête qui sépare les vallées du Neuenalpbach et de Gräppelen, à Langenegg et sur le versant des Churfirten entre Wildhaus et Starckenbach; ce sont du reste toutes des moraines locales et l'auteur n'a trouvé dans tout le territoire parcouru que trois blocs provenant de l'intérieur des Alpes.

La troisième partie de la description monographique du Säntis est rédigée par M. E. BLUMER (43), et consacrée spécialement à l'étude de l'extrémité orientale de l'anticlinal VI.

Comparant la série stratigraphique de cette région avec celle des territoires plus occidentaux, l'auteur remarque d'abord qu'entre la base de l'Urgonien et la partie supérieure du Kieselkalk les couches de Drusberg font défaut, on ne trouve ici que les couches de l'Altmann épaisses d'environ

5 m., puis au-dessus 5 à 6 m. de calcaires marneux gris passant vers le haut au faciès récifal. Sous le Kieselkalk, épais d'environ 100 m., le Valangien est représenté par des calcaires marneux, oolithiques par places, avec *Exogyra Couloni*. L'Urgonien, très uniforme et épais d'environ 150 m., ne contient *Orbitolina lenticularis* qu'à sa partie tout à fait supérieure dans un niveau de calcaire échinodermique ponctué d'oolithes ferrugineuses. Le Gault est composé de la même série que plus à l'W, mais toutes ces couches ont subi une remarquable diminution d'épaisseur. Les couches de Seewen commencent à la base par 10 à 20 m. de calcaires relativement foncés, puis vient un banc épais de 1 à 1^m50 de grès glauconieux rappelant beaucoup le Gault; enfin un peu au-dessus de ce banc on voit s'intercaler dans les calcaires de Seewen normaux des couches marneuses et rouges qui ressemblent à la Scaglia. Toute cette série est exactement la même que celle du Vorarlberg, de telle sorte que la vallée du Rhin ne correspond à aucune limite stratigraphique quelconque.

L'étude tectonique de M. Blumer commence avec la description d'une grande fracture qui, partant de Lienz et se dirigeant au NNW, détermine une coupure très nette de la voûte du Hoher Kasten et de son jambage méridional. Directement au N de Lienz on peut voir les couches de Seewen se placer dans le prolongement direct de l'Urgonien et même de l'Hauterivien du côté W et il n'y a aucun doute que la partie orientale de la chaîne s'est ici relativement affaissée. Du reste 3 autres failles dirigées NNE coupent entre le Lögertwald et Plonen le jambage descendant au SE de l'Urgonien, marquant chacune une plongée de leur lèvre orientale et ramenant toujours le Gault au niveau de l'Urgonien. Enfin une cinquième fracture dirigée à peu près E-W, c'est-à-dire presque longitudinalement, croise les 4 précédentes; elle commence à l'W vers Grasshalden, passe par Fall et Råberen et se termine à l'E au N de Plonen, coupant brusquement le jambage montant au N d'Urgonien et plaçant dans son prolongement les calcaires de Seewen. Cette faille paraît interrompre brusquement la fracture Lienz-Grasshalden sans en être affectée; par contre la première et la troisième fractures des pentes de Plonen la traversent, y provoquent un décrochement très net du côté E vers le N et amènent toutes deux plus au N le Crétacique supérieur en prolongement de l'Urgonien, l'une au Rappentobel, l'autre au-dessous de Winkel. Il serait du reste fort possible que la faille Lienz-Grass-

halden se continuât aussi vers le N dans une faille marquant un rejet dans le même sens et plaçant, à l'W de la Tole, les calcaires de Seewen en contact avec le pied d'une paroi urgonienne.

Là ne s'arrêtent pas les complications de cette région; en effet les couches de Seewen qui forment, au N de la fracture Grasshalden-Räberen, les pentes d'Oberschrind s'élèvent vers le N et laissent bientôt apparaître le Gault et une importante paroi d'Urgonien, qui se suit de Winkel jusque près d'Unter Kamor; mais cet Urgonien est coupé de nouveau par une fracture dirigée NW-SE et à son pied N on se retrouve dans les couches de Seewen qui buttent visiblement contre le Schrattenkalk. En outre l'anticlinal déjeté de Néocomien et d'Urgonien, qui, comme nous l'avons vu plus haut, perce dans le versant N du Hoher Kasten et d'Ober Kamor, cesse brusquement à l'W d'Unter Kamor, coupé très probablement par une faille transversale, et l'on ne trouve plus vers l'E que des couches de Seewen, plongeant tranquillement au NW pour s'enfoncer finalement sous le Flysch de l'avant-pays.

Au NE de cette région intensément faillée les formes redeviennent momentanément plus simples et, dans un profil transversal passant par Rüti, on peut voir le jambage urgonien S du pli s'élever d'abord fortement, puis avec une pente toujours plus faible, jusqu'au N de Kamm où le plongement s'inverse et l'Urgonien disparaît bientôt sous le Crétacique supérieur; sous ces couches urgoniennes affleurent le Néocomien dans le versant occidental du Tobel.

Mais ici intervient une grande fracture qui, partant du haut de Rüti, suit à peu près le fond du Tobel pour se diriger ensuite par Brunnenberg et Bütneralp, en sorte que vers le N on trouve à la place du Néocomien une grande dalle d'Urgonien plongeant au S et recouverte par places de Gault et de calcaire de Seewen; la lèvre NE de cette faille transversale a subi un affaissement, qui peut être évalué dans le Tobel à au moins 400 m. L'Urgonien qui, de cette fracture, s'élève au N vers l'arête de Nord est en outre coupé par 3 failles dirigées N-S qui s'échelonnent en 3 marches d'escalier descendant vers l'E.

Au N de l'arête de Nord la chaîne est traversée par la tranchée de Freienbach, qui montre d'abord dans son versant méridional un bon profil à travers une large voûte de Néocomien et d'Urgonien, qui d'autre part est intéressante par le fait de la dissymétrie de ses deux flancs. En effet, quoique

l'Urgonien de Nord s'élève au N jusqu'à l'arête, ce même niveau ne se retrouve au N de la vallée qu'à un niveau sensiblement inférieur, et l'on doit se demander si une nouvelle fracture n'a pas provoqué ici un nouvel affaissement de la partie orientale. Ce qui est certain c'est qu'on ne peut admettre un raccord simple en voûte entre l'Urgonien de Nord et celui du Kienberg au N de la vallée, car, au fond de celle-ci, et là où devrait se trouver le cœur de cette voûte, on voit apparaître une série normale très disloquée d'Urgonien, de Gault et de couches de Seewen, qui paraît dessiner un synclinal étroit s'amorçant dans la bordure septentrionale de la voûte de Nord et s'intercalant entre celle-ci et celle du Kienberg; ce synclinal oblique à la direction générale pourrait se raccorder vers l'W avec celui de Stein qui ne tarde pas du reste à s'effacer.

Le versant N du Kienberg est affecté par deux fractures dirigées à peu près E-W, qui déterminent dans l'Urgonien deux marches d'escalier descendant au N, mais ces dislocations sont peu de chose comparées à celle qui, passant par la dépression de Rehag-Moos-Steig-Grubbach-Kobelwies, sépare les chaînes de Nord et du Kienberg des chaînons d'Oberberg, de Kapf et de Semelenberg. Partout en effet à l'E de cette ligne l'Urgonien se trouve à un niveau très inférieur à celui qu'il occupait à l'W, de sorte que, malgré un revêtement morainique qui masque tout, il faut admettre une ou plusieurs fractures et un affaissement notable de l'extrémité orientale de la chaîne.

L'Oberberg, prolongement de l'arête de Nord et formé comme elle par une série normale et plongeant au S de Néocomien, d'Urgonien, de Gault et de couches de Seewen, en est séparé tectoniquement par une fracture qui passe au S de Rehag et à l'W du Hirschensprung et met en contact l'Urgonien de l'Oberberg avec le Néocomien de Nord et les couches de Seewen du premier avec l'Urgonien du second. Trois autres failles agissant dans le même sens, c'est-à-dire provoquant un affaissement de leur côté E coupent transversalement l'Oberberg plus à l'E; en outre la chaîne est affectée par un système de failles longitudinales qui, abaissant chaque fois le niveau de l'Urgonien vers le N, arrivent à compenser complètement l'effet de la montée des couches dans cette direction.

Le Kapf, qui s'élève au N de l'Oberberg, en est certainement séparé par une nouvelle fracture longitudinale, le long

de laquelle il s'est affaissé, de même qu'il doit être séparé du Kienberg par une fracture transversale. Ainsi s'explique seulement la présence à un niveau aussi bas de l'Urgonien et du Gault qui le constituent, en plongeant au S.

Le Semelenberg, qui forme le dernier éperon vers l'E de la chaîne du Hoher Kasten et dessine une voûte surbaissée assez régulière formée d'Urgonien, marque un échelon de plus dans l'affaissement du pli vers le Rhin. L'Urgonien est ici abaissé non seulement par rapport à celui du Kienberg mais aussi par rapport à celui du Kapf. Immédiatement à l'E de Kobelswald un profil très net montre le Gault du versant S du Semelenberg plongeant au S et buttant contre le Néocomien qui sert de soubassement à l'Urgonien du Kapf. Entre ces deux masses ainsi mises en prolongement une mince lame intensément disloquée d'Urgonien s'enfonce au N et marque la place de la faille ou plutôt de la flexure.

Passant à l'étude de la chaîne du Föhn qui s'élève au N de celle du Hoher Kasten et est entièrement formée de Flysch, l'auteur établit pour celui-ci la classification suivante de bas en haut :

1° Marnes plaquetées, foncées, avec *Ostrea Escheri* par places, épaisses d'environ 100 m. (Londinien de Mayer-Eymar).

2° Zone de grès glauconieux, nummulitiques (Parisien).

3° Marnes feuilletées sans fossiles très épaisses.

4° Alternances de grès micacés, de calcaires marneux à fucoides et de calcaires siliceux (Oligocène).

Ces couches dessinent un large synclinal dont l'axe s'abaisse vers la vallée du Rhin et qui est limité au N par l'anticlinal de Klamenegg; celui-ci, comme nous l'avons vu plus haut, se place dans le prolongement de l'anticlinal I du Säntis et comprend une lame de Crétacique supérieure bordée de grès nummulitiques et de Flysch. L'auteur, ayant constaté la superposition de ces couches à Nummulites directement sur le Crétacique et leur recouvrement vers le S par les marnes plaquetées de la base du Flysch du Föhn serait tenté de voir dans la lame anticlinale de la Klamenegg non un pli du Säntis, mais le front d'une nappe inférieure, celle du Mürtschenstock.

Si nous revenons maintenant à l'extrémité orientale de l'anticlinal VI, nous aurons à noter d'abord l'inflexion anticlinale secondaire, qui affecte le jambage méridional au-des-

sous de Plonen et donne naissance à la voûte de Dezzen, voûte qui est brusquement coupée par l'érosion vers Rüti. Nous remarquerons ensuite que, tandis que dans le jambage N les couches sont dirigées SW-NE, nous voyons prédominer dans le jambage S, à partir de Rüti une direction W-E, ce qui implique forcément un élargissement du pli. Quant aux nombreuses fractures qui affectent toute la chaîne, elles n'ont presque jamais un plan vertical et montrent dans la règle des variations constantes soit de leur plongée, soit de leur direction. Grâce au contraste qui existe entre l'Urgonien d'une part, le Gault et le Seewerkalk de l'autre, elles se marquent en général clairement dans la topographie tant qu'elles mettent en contact des terrains différents, mais elles deviennent pour ainsi dire invisibles dès que leurs deux lèvres sont constituées par la même formation; et ce fait montre clairement qu'il ne s'agit pas ici de tassements récents, mais bien de fractures tectoniques déjà anciennes, qui ont dû naître pendant la dernière phase du plissement.

Les failles qui affectent le versant N de la chaîne à Plonen, au Nord, à Oberberg, etc., peuvent se répartir d'après leur direction générale en deux catégories, les unes vont à peu près du S au N ou du SSW au NNE, tandis que les autres sont dirigées approximativement de l'WNW à l'ESE; mais, d'après les relations qui existent entre ces fractures, l'on doit admettre qu'elles appartiennent toutes à un même système, à une même phase de dislocation. Ce système, dont font partie encore une infinité de petites failles et de complications locales, a eu comme premier effet un abaissement de l'axe du pli vers le NE, puisqu'à chaque fracture orientée E-W c'est la lèvre N qui s'est affaissée et qu'à chaque fracture orientée N-S, c'est la lèvre E. Un second effet de ces effondrements successifs consiste dans un étalement toujours plus marqué de la voûte.

Dans le prolongement de l'anticlinal VI vers l'E, s'élèvent les plis crétaciques du Vorarlberg et dans la vallée même du Rhin quelques pointements rocheux émergeant des alluvions facilitent un raccord entre ces deux régions. La petite voûte secondaire de Dezzen se prolonge dans l'anticlinal du Plattenwald; quant à l'anticlinal principal, on en retrouve le sommet immédiatement à l'E du Rhin dans le monticule du Kummenberg; plus loin il paraît se digiter, de façon à former d'une part le pli de Götsis-Kapf-Strahlkopf, de l'autre celui Hohenems-Breiterberg; puis dans le synclinal séparant ces

deux plis un troisième surgit peu à peu, l'anticlinal de Schwarzenberg-Staufenspitz. Ce faisceau s'élève progressivement de la vallée du Rhin vers l'E en même temps que son déversement au N devient toujours plus manifeste et l'on peut dire que l'anticlinal VI joue au delà du Rhin le rôle d'une nappe, qui remplace la nappe du Säntis.

La vallée du Rhin correspond ainsi à un ensellement transversal de l'anticlinal VI et de son prolongement la nappe du Kapf et l'affaissement local des formations crétaïques est dû essentiellement à des fractures. L'auteur en arrive donc à attribuer le fait à l'existence d'une dépression, creusée dans la Molasse avant le recouvrement de celle-ci par la nappe du Kapf et ceci, très probablement, par un ancien Rhin. Pour appuyer cette manière de voir, il montre que les principaux fleuves descendant des Alpes coupent dans la règle le front des nappes alpines ou préalpines, non dans des cluses, mais suivant des lignes d'affaissement transversales.

A propos des formations quaternaires M. Blumer commence par décrire les formes moutonnées typiques que prennent les deux versants de la vallée du Rhin dans le secteur étudié.

Les pentes qui descendent au Rhin ne portent pas de moraines bien individualisées, mais seulement un mince revêtement de produits erratiques, qui se suit jusqu'à l'altitude de 1220 m.; au-dessus de ce niveau quelques petites moraines locales seulement subsistent. Ces faits s'expliquent du reste facilement, si l'on considère que pendant la dernière glaciation la limite des neiges persistantes devait se trouver à environ 1000m., c'est-à-dire au-dessous du niveau du glacier du Rhin dans cette région.

Le revêtement morainique qui recouvre les pentes dominant Oberried est constitué en grande partie par des éléments autochtones; quant aux roches cristallines qu'il contient, ce sont, à côté de types d'origine douteuse, des granites de Puntaiglas, des syénites du Piz Ner, des gneiss du massif du Gothard, de la vallée de Vals ou du massif de l'Adula, des porphyres de la Rofna, des granites du Julier. Tous ces matériaux proviennent essentiellement d'une région moyenne et occidentale du bassin supérieur du Rhin et il est intéressant de constater l'absence ou la rareté parmi eux d'éléments originaires des vallées situées à l'E de la ligne Coire-Oberhalbstein. Quant à la fréquence des divers types de roches erra-

tiques, les plus répandus sont les amphibolites et les diorites, les grès du Verrucano, les Schistes lustrés, donc toujours ceux qui forment les affleurements les plus étendus dans le bassin d'alimentation.

A la fin de la Monographie du Säntis, M. ALB. HEIM reprend la plume d'abord pour faire quelques rectifications de détails, ensuite pour développer quelques idées générales. Il confirme la notion, exposée plus haut par son fils, d'après laquelle le faisceau des plis du Säntis n'est pas autochtone, mais fait partie d'une vaste nappe chevauchant sur le Flysch, à laquelle appartiennent aussi les Churfirsten. Il montre ensuite que tout l'ensemble des dislocations du Säntis se ramène à une gigantesque poussée dirigée S-N, à l'exclusion de tout mouvement vertical primaire. En effet, même les fractures ne peuvent pas être attribuées à un semblable mouvement ; les décrochements horizontaux sont le fait d'inégalités dans la poussée ou dans la résistance, et les failles à rejet vertical, qui n'affectent jamais le soubassement de Flysch et de Molasse, sont dues à des affaissements locaux de la masse chevauchante dans des dépressions creusées dans la Molasse par une érosion préalable.

Comme de juste, plusieurs résumés de cette belle publication ont été donnés, par M. Heim lui-même, d'abord dans les *Actes de la Société helvétique des Sciences* (48), puis dans les *Archives des Sciences de Genève*. D'autre part, M. ARNOLD HEIM a donné un aperçu général de la tectonique du Säntis et de ses relations avec les Churfirsten et les Alpes glaronnaises (50), dans lequel il expose à nouveau l'idée d'après lequel le Säntis et les Churfirsten sont constitués par une nappe supérieure, plongeant au NW et chevauchant sur une autre nappe, celle du Mürtschenstock et des bords du lac de Wallenstadt. Les formations de base de celle-ci s'appuient dans le massif du Mürtschenstock sur une nouvelle zone de Tertiaire et, stratigraphiquement, elles se distinguent de celles de la nappe du Säntis par le développement très incomplet du Dogger et du Lias. Dans les chaînes situées à l'E du Mürtschenstock et au S du lac de Wallenstadt, le Verrucano qui chevauche sur le Flysch appartient en partie à la nappe du Mürtschenstock, en partie à celle du Säntis, et cette division est mise en lumière par l'intercalation au milieu des grès permien d'une zone de lentilles écrasées de Lias.

Au-dessous de la nappe du Mürtschenstock, on en voit apparaître une troisième, celle du Glärnisch dont le cheveu-

chement sur le Flysch est connu depuis longtemps et qui s'amorce, comme l'a montré M. Lugeon, à 45 km. plus au S dans la chaîne du Calanda.

A l'W de la Linth, la nappe du Säntis se continue dans le système des plis couchés et relayés de la Rautispitz, de Räderten et du Drusberg-Frohnapfstock ; partout elle est caractérisée par les mêmes faciès du Crétacique et, soit dans la vallée de la Linth, soit dans le Wäggithal, soit le long de l'Axenstrasse, son chevauchement sur un soubassement de Flysch est évident. La nappe du Mürtschenstock, par contre, ne tarde pas vers l'W à se réduire et à se confondre avec celle du Glärnisch, qui, elle, se suit jusque dans la chaîne de l'Axenberg et celle de l'Urirothstock.

Quant aux chaînons crétaciques qui percent le Flysch en boutonnières le long de la bordure de la Molasse et qui forment à l'E de la Linth les rochers de Fly et du Kapfenberg, puis plus à l'W le Wageten, le Küpfenstock, les Aubrig, la Rigihoehfluh, le Pilate, la Schrattenfluh, ils ne peuvent se rattacher stratigraphiquement et tectoniquement qu'à la nappe inférieure, celle du Glärnisch, dont ils représentent le front, déchiré par des étirements longitudinaux en une série de lambeaux détachés et laminés.

L'auteur développe ensuite quelques considérations générales sur le mode de développement des grandes nappes, montrant qu'elles se ramènent toutes à des plis d'abord normaux et droits, puis déversés de plus en plus sur leur bordure la plus basse et couchés sur l'avant-pays, et enfin replissés et digités. Dans un système de nappes, les plus basses doivent toujours être considérées, contrairement à l'idée de M. Lugeon, comme les plus anciennes, sur le dos desquelles les autres se sont développées successivement.

Cette conception de la disposition en nappes charriées de toutes les Hautes Alpes calcaires septentrionales de Suisse donne à la répartition des faciès stratigraphiques dans le Jurassique et le Crétacique un sens tout nouveau, puisque les formations constituantes des nappes devaient se trouver primitivement toutes au S de la ligne du massif de l'Aar et d'autant plus au S qu'elles font partie d'une nappe plus élevée. En remettant ces formations dans leur position relative originelle, on arrive à la conclusion qu'au S de la ligne du massif de l'Aar devait se trouver un vaste géosynclinal, dans lequel la sédimentation s'est effectuée pendant les temps jurassiques-crétaciques d'une façon d'autant plus complète qu'elle se faisait plus près de la région axiale.

En terminant, M. Heim donne un aperçu tout à fait général sur les nappes plus internes que le faisceau helvétique, c'est-à-dire la nappe des Préalpes, celle du Falkniss et celle du Rhaeticon.

Préalpes et Klippes. — J'ai analysé plus haut le travail que M. G. STEINMANN a publié récemment sur les nappes de charriage dans les régions alpines, mais je dois rappeler ici que cette brochure est consacrée plus spécialement à l'étude de certains faits de la tectonique des Préalpes romandes. Deux autres publications, émanant de l'université de Fribourg (Suisse) et consacrées aux Préalpes médianes dans la région comprise entre les vallées de la Valsainte et de Bellegarde, ont vu le jour l'an dernier.

Dans la première, M. J. PRADZYNSKY (58) a décrit le versant N de la **vallée de Charmey-Bellegarde**.

De Charmey, un anticlinal triasique se dirige vers le NE ; il est déversé vers l'extérieur et son jambage septentrional, renversé ou vertical, est étiré au point de faire parfois disparaître complètement le Lias. Dans le jambage SE de ce même pli se développe un second anticlinal droit, large et peu élevé, dont l'axe s'abaisse du NE au SW, que Gilliéron n'avait pas constaté, quoi qu'il soit nettement dessiné par le plongement anticlinal du Lias à l'W de Tissinivaz et par le pointement du Trias au milieu du Lias à Gault d'avaux.

Vers le SE, le versant N et la crête des Vanels et des Dents Vertes sont constitués par du Dogger, de l'Oxfordien et du Malm qui se superposent au jambage méridional de cette seconde voûte et dont l'épaisseur est considérablement accrue par des replis secondaires ; parmi ceux-ci, l'auteur signale un synclinal de Dogger, d'Oxfordien et de Malm qui passe par l'arête du Drotzu, puis au SE de la Vieille Cierne ; d'autre part, l'Oxfordien qui affleure au NW de la Dent d'Echet montre une série de petits anticlinaux.

Le dernier pli de ce faisceau au SE, formé de Malm à la Dent de Vonnets et aux Dents Vertes, s'ouvre vers le NE jusqu'à l'Oxfordien ; il est suivi par un synclinal de Néocomien qui borde au SE la chaîne des Vanels et dont le fond est digité en trois pointes.

M. L. GIEPLIK a étudié le prolongement des mêmes plis vers le NE, entre Bellegarde et le Lac Noir (44).

Dans son étude, il commence par faire ressortir le contraste stratigraphique qui existe entre la chaîne Tours d'Äi-Gastlosen

d'une part et de l'autre les chaînes des Morteys-Stockhorn et du Moléson-Ganterist, contraste qui se manifeste aussi bien dans la composition du Jurassique que dans celle du Crétacique.

Passant à l'étude spéciale de la partie N du **massif du Brunnen**, M. Cieplik montre que le grand cirque des Ciernes est creusé dans un large synclinal néocomien, divisé en trois plis secondaires par deux voûtes de Malm surgissant dans son fond. Outre le Néocomien, on y trouve, dans la digitation médiane, des Couches rouges et même des schistes noirs qui paraissent être du Flysch.

Vers le NW, ce synclinal est bordé par le pli de Jurassique et de Trias du Pas du Moine, qui présente ceci de particulier qu'il est déjeté au SE et que, dans son jambage méridional, le Lias est renversé par-dessus le Dogger. Vers le SE, le synclinal des Ciernes est bordé par le grand anticlinal de Jaun qui est déversé cette fois au NW et dont le jambage renversé de Malm forme les hauteurs du Brunnen et de la Gübenerfluh.

La vallée du Neuschelsbach montre de bons affleurements de Dogger et de Lias; à une certaine hauteur dans le ravin, une faille très nette met en contact le Malm et les calcaires liasiques.

Passant à l'origine du Lac Noir, M. Cieplik l'attribue à l'érosion glaciaire, qui a dû être particulièrement forte en ce point de convergence de plusieurs vallées et au pied des fortes pentes, et qui a été facilitée par l'état de dislocation dans lequel se trouvent les roches dans cette zone de contact entre le Flysch et la masse chevauchante des Préalpes.

Enfin l'auteur donne le résultat de deux analyses faites sur les variétés rouge et verte des Couches rouges et qui montrent que dans la variété rouge le fer et l'alumine sont notablement plus abondants que dans les couches vertes; puis il termine par une courte description des champs lapiaires développés dans le Malm au Gros Morvaux, près de Lovaty et de Brecca, etc....

PLATEAU MOLASSIQUE.

MM. CH. FALKNER et A. LUDWIG (72) ont publié récemment une importante monographie géologique des **environs de Saint-Gall**. Commenant par une description des formations molassiques, les auteurs adoptent l'ancienne subdivision en

Molasse d'eau douce inférieure, Molasse marine et Molasse d'eau douce supérieure.

La Molasse d'eau douce inférieure est caractérisée dans la région de Saint-Gall, c'est-à-dire au N de l'anticlinal septentrional molassique, par la prédominance du faciès connu sous le nom de molasse granitique, tandis qu'au S de ce même anticlinal c'est le faciès de la molasse subalpine ou des grès d'Appenzell qui se développe. Ces deux types de molasse se distinguent facilement par la proportion beaucoup plus forte de carbonate de chaux qui est contenu dans la molasse subalpine.

Dans la Molasse granitique s'intercalent quelques rares bancs calcaires, des schistes charbonneux par places et des marnes, dont certains lits ont fourni de beaux fossiles végétaux avec des Mélanies et des Planorbis. Les Mollusques qui se trouvent le plus souvent dans ce complexe sont : *Planorbis declivis*, *Pl. laevis*, *Melania Escheri*.

A la partie supérieure de la Molasse d'eau douce inférieure se développent des bancs de Nagelfluh, qui sont nombreux vers l'W dans le bassin de la Sitter, tandis que vers l'E, dans le bassin de la Goldach, leur nombre se réduit à un. La Nagelfluh, comme les grès granitiques, est caractérisée par l'abondance des éléments cristallins et, à ce propos, les auteurs font un exposé critique des idées de M. Früh sur l'origine des galets cristallins inclus dans la Molasse, sans du reste conclure d'une façon positive ; ils se contentent de remarquer que la disposition des graviers concorde nettement avec la notion de courants venus du SE.

La Molasse marine comprend divers types de sédiments qui se répartissent comme suit : d'abord la Molasse ordinaire, dure, bleuâtre et non plaquetée, puis des grès en dalles (Platensandstein) développés soit dans la partie inférieure de l'étage, soit dans sa partie supérieure, et fournissant une bonne pierre à bâtir, puis un grès coquillier (Muschelsandstein ou Seelaffe) qui forme un banc dans la partie inférieure de l'Helvétien et renferme de nombreuses coquilles d'*Ostrea crassissima*, de *Cardium*, etc...., puis des grès marneux, en général fossilifères, bleuâtres, qui sont intercalés surtout à la partie supérieure, et enfin des bancs de Nagelfluh. La série constituée par ces divers faciès se modifie du reste d'une façon importante de l'E à l'W ; ainsi la Nagelfluh est beaucoup plus développée aussi à ce niveau vers l'W dans la région de la Sitter que vers l'E dans celle de la Goldach ; d'autre

part la Seelaffe, qui, vers l'E, est un véritable banc coquillier essentiellement calcaire, tend à devenir de plus en plus gréseux et de moins en moins riche en coquilles vers l'W, ce qui rend difficile sa séparation d'avec les grès encaissants. Enfin l'épaisseur totale de la série marine, qui est de 450 m. à la Goldach, se réduit à 320 m. à la Sitter.

Mais le fait le plus intéressant signalé par MM. Falkner et Ludwig consiste dans la découverte, dans le ravin de la Sitter, en amont du pont du chemin de fer, d'une zone importante de marnes rouges contenant des fossiles d'eau douce qui est intercalée entre deux séries fossilifères de Molasse marine. Ce fait, confirmé par la découverte dans le ravin de la Goldach d'une intercalation semblable, quoique beaucoup moins épaisse, permet de supposer que dans toute la région de Saint-Gall la Molasse marine est divisée par une couche d'eau douce en deux parties, dont l'une représente l'Helvétien moyen et contient le niveau de la Seelaffe, dont l'autre correspond à l'Helvétien supérieur et est caractérisée par une faune abondante.

La limite inférieure de la Molasse marine doit être placée au-dessus du banc de Nagelfluh qui de Wenigerweier se prolonge par le versant N du Brandwald et le bas du Wattwald jusqu'à Zweibrücken sur la Sitter. La limite supérieure passe au-dessus d'un autre banc de Nagelfluh, à fossiles marins, qui affleure dans le ravin de la Sitter entre le chemin de fer et la route Saint-Gall-Gossau, et dans le ravin de la Goldach entre la ruine de Falkenstein et Hinterhof.

La Molasse marine contient quelques intercalations, du reste insignifiantes, de lignites; d'autre part ses couches supérieures sont particulièrement riches à certains endroits en débris végétaux, qui ont permis de déterminer un grand nombre d'espèces. Les auteurs donnent une liste complète de ces dernières et notent la forte prédominance dans la flore helvétique de Saint-Gall des arbres à feuilles persistantes.

Les fossiles animaux sont aussi très abondants dans la molasse marine et plus spécialement dans sa partie supérieure; par places la roche prend l'aspect d'un véritable conglomérat coquillier, dans lequel les genres *Cardium*, *Lutraria*, *Venus*, sont particulièrement abondants. Une liste complète de cette faune est donnée par les auteurs.

La Molasse d'eau douce supérieure peut avoir une épaisseur d'environ 1000 m., mais elle disparaît le plus souvent

sous les formations quaternaires. Les grès y sont tendres, très riches en carbonate de chaux et teintés généralement en gris-jaunâtre; ils sont accompagnés par une proportion très forte de marnes, tantôt rouges ou violacées, tantôt jaunâtres, quelquefois bitumineuses. Les intercalations calcaires sont rares et toujours peu épaisses; quant au banc de Nagelfluh ils sont encore abondants dans la partie inférieure de la Molasse d'eau douce supérieure à l'W de la Sitter, tandis qu'ils font presque complètement défaut à l'E. Parmi ces conglomérats il faut signaler plus spécialement la Nagelfluh calcaire qui affleure à l'E d'Abtwil; celle-ci doit être considérée comme le prolongement de la même formation, connue plus à l'W sous le nom malheureux d'Appenzeller Granit, qui se suit par Rosenberg près d'Hérisau, Degersheim, Tweralp jusqu'à Feldbach au bord du lac de Zurich. Ce banc formé essentiellement par de petits galets calcaires liés par un ciment calcaire également, est suffisamment dur pour donner naissance à des surfaces lapiaires.

Les fossiles assez abondants, mais mal conservés de la Molasse d'eau douce supérieure, appartiennent à *Helix depressa*, *H. Sylvana*, *Melania Escheri*, *Unio flabellatus*, etc.

Au point de vue tectonique la région de Saint-Gall est formée par le jambage N de l'anticlinal molassique septentrional et le plongement des couches vers le N diminue d'abord rapidement puis toujours plus lentement du S au N. Quelques plissements secondaires des niveaux marneux et quelques petites fractures apparaissent par-ci par-là.

MM. Falkner et Ludwig ont consacré une attention toute spéciale à l'étude des formations quaternaires, parmi lesquelles la moraine de fond de la dernière glaciation, intacte ou plus ou moins remaniée, couvre de beaucoup les plus grands espaces. Les moraines superficielles ne sont le plus souvent représentées que par des amas de blocs erratiques. Ces divers dépôts glaciaires se retrouvent dans les environs de Saint-Gall jusqu'à une altitude un peu supérieure à 1000 mètres; leur disposition générale et la présence au milieu d'eux de nombreux blocs de Seelaffe, provenant évidemment des environs de Rheineck, montrent qu'ils ont été déposés par un bras du glacier du Rhin détaché de celui-ci au N de l'étranglement de Bregenz-Rheineck, dirigé de là vers l'W par Saint-Gall et Wyl et étalé en éventail. Les autres roches contenues dans les moraines sont originaires soit du plateau molassique, soit des chaînes calcaires de l'Alvier, du Calanda

et du Tödi, soit des chaînes cristallines des Grisons; les auteurs en donnent du reste une liste détaillée.

Les talus morainiques sont relativement rares dans les environs de Saint-Gall. Une petite ligne de hauteurs, dirigée NW-SE, s'élève au N de Winkeln et représente certainement une moraine frontale, contre laquelle s'adossent du côté de l'W des alluvions fluvio-glaciaires; celles-ci montrent d'abord une stratification très irrégulière, puis prennent une position de plus en plus régulièrement horizontale et forment finalement une nappe qui s'étend jusqu'à Flawyl et rentre dans le système des Basses Terrasses. Un petit tronçon de moraine latérale existant au Rosenbühl, au-dessus de Brügggen, se rattache probablement au même système glaciaire. Tout le fond de la vallée de Saint-Gall, de la Sitter à la Stockach est tapissé par de la moraine de fond variable d'aspect, à laquelle se mêlent en proportion considérable des dépôts fluvioglaciaires. Ces formations, dont la stratification est dans la règle inclinée dans le sens de la pente sur les deux versants de la vallée, mais qui présentent des compositions et des structures assez variées, ont dû être jetées par des cours d'eau affluents dans un lac de barrage compris entre la moraine frontale de Winkeln et le front du glacier, qui se trouvait alors à peu près à Neudorf et sur la ligne de la Stockach vers Martinsbrücke. Rien d'étonnant par conséquent à ce que l'on y retrouve fréquemment la structure caractéristique des deltas et que, dans le fond de la vallée, il s'y mêle une quantité importante de limon lacustre rubanné.

Au NE de Neudorf la colline du Höchsterwald représente un mamelon molassique couvert par un revêtement de moraine de fond; une petite élévation qui se marque dans sa partie SW entre Steffishorn et Lerchenthal représente peut-être un lambeau de moraine frontale. Vers le NE la colline du Höchsterwald s'abaisse assez rapidement vers Mörswil, dont les environs sont couverts par une couche épaisse de moraine, tandis que plus à l'E, sur les bords de la Stockach, on retrouve des graviers fluvio-glaciaires déposés, comme ceux de Saint-Gall, dans un lac de barrage glaciaire.

A l'W de Mörswil se développe un beau paysage drümlinique qui est surtout bien formé entre la Steinach et la Sitter, dans le territoire de Wittenbach et de Häggenswil. Les drümlins y sont allongés du NE au SW et montrent dans la règle une pente plus forte de leur extrémité SW que de leur extrémité NE, ce qui correspond à un mouvement du

glacier vers le SW. Entre eux le terrain paraît être formé en partie par de la moraine de fond typique, en partie par des graviers fluvioglaciaires, à stratification généralement inclinée, déposés très probablement dans un bassin de barrage.

Les hauteurs de Steinegg, de Tannerberg et de Tannerwald, qui s'élèvent au NW de Saint-Gall, offrent un intérêt tout particulier par les restes de glaciations anciennes qu'on y trouve. Tout autour de la Steinegg du côté du S et de l'W affleure, au niveau de 840-850 m., une zone horizontale d'alluvions fluvioglaciaires, fortement cimentées et ne contenant comme galets que des roches de la Molasse et des formations calcaires alpines, qui doit être identifiée avec le Vieux Deckenschotter. Au-dessus on trouve d'abord de la moraine ancienne, puis une nouvelle couche d'alluvions caractérisée encore par l'absence presque absolue de roches cristallines et d'autre part par la présence de cailloux provenant du Deckenschotter sous-jacent. Ce niveau supérieur ne peut appartenir qu'au Nouveau Deckenschotter ou aux Hautes Terrasses; il apparaît au niveau de 890 m. environ.

Les alluvions inférieures de la Steinegg se retrouvent entre 830 et 840 m. tout autour de l'éperon occidental des hauteurs du Tannerwald et sont surmontées encore par de la moraine, tandis qu'elles s'appuient sur la Molasse d'eau douce supérieure, comme on peut le voir au N de Hohentannen. Puis au point culminant (904 m.) apparaît un niveau supérieur d'alluvions, dont la base se trouve vers 880 m. et qui paraît devoir correspondre aux alluvions supérieures de la Steinegg et se rattacher d'autre part plus particulièrement au Nouveau Deckenschotter; vers le N ces couches s'appuient directement sur la Molasse.

Les lambeaux du Deckenschotter de Steinegg-Tannerwald sont les restes connus de cette formation qui sont les plus rapprochés des Alpes et en même temps les plus élevés.

Les dépôts post-glaciaires des environs de Saint-Gall se réduisent aux alluvions récentes déposées dans les tranchées des principaux cours d'eau, à quelques dépôts effectués par les ruisseaux descendant vers la vallée et qui sont surtout développés dans l'intérieur même de la ville, et à des lits de tourbe, qui se superposent à la moraine de fond soit sous forme de tourbe pure, soit en alternance avec des dépôts locaux de cours d'eau. La tourbe n'atteint du reste jamais qu'une faible épaisseur. L'érosion opérée depuis la dernière glaciation par les trois principaux cours d'eau de la région

peut être évaluée au maximum à une profondeur de 120 m. pour la Stockach, de 80 m. pour la Steinach et de 70 m. pour la Sitter; le chiffre relativement faible correspondant à cette dernière s'explique, malgré son débit plus fort que celui de la Goldach, par le niveau élevé du confluent de la Sitter et de la Thur, comparé à celui du lac de Constance. De jolies terrasses se sont développées dans la tranchée de la Sitter à Lee et Erlenholz ainsi qu'à Rädliisau; leur surface se trouve à 30-40 m. au-dessus du niveau de la rivière. En amont du pont de Winkeln l'érosion opérée par la Sitter et son affluent l'Urnesch a atteint depuis les temps glaciaires des proportions beaucoup plus importantes (environ 120 m.); de plus les flancs des hauteurs qui séparent ces deux cours d'eau sont très nettement étagés en plusieurs terrasses superposées.

Après avoir consacré quelques pages aux phénomènes de glissements et d'éboulements, particulièrement nombreux dans cette région constituée de molasse et de matériaux morainiques, MM. Falkner et Ludwig abordent la question des relations existant entre la topographie et la structure géologique de leur région; ils montrent comment dans le territoire qui s'élève au SE de la vallée de Saint-Gall toute la topographie est déterminée d'une part par le plongement isoclinal de la Molasse au NW, de l'autre par l'alternance répétée très souvent de couches plus tendres, marnes ou grès marneux, et de couches plus dures, grès à ciment calcaire, Nagelfluh. Ces dernières, par le fait de leur plus grande résistance à l'érosion ressortent toujours, formant des marches d'escalier dans les parties dirigées au S, couvrant souvent uniformément sur de grandes étendues les versants descendant au N. Au N de Saint-Gall les caractères de la topographie changent totalement par le fait d'abord de l'adoucissement rapide du plongement de la Molasse, ensuite de la superposition sur celle-ci d'un revêtement morainique; les formes deviennent largement arrondies et la direction des couches molassiques n'intervient pour ainsi dire plus dans l'orientation des crêtes et des vallées.

Pour compléter l'analyse sommaire de l'étude de MM. Falkner et Ludwig, il me reste à dire qu'elle est fort heureusement complétée par une carte au 1:25000, une planche de profils et quelques photographies.

Un rapport, rédigé par M. C. SCHMIDT (83) sur une excursion faite dans la région du **Ricken** et dans les galeries du

tunnel qui traverse cette chaîne, fournit quelques renseignements sur la stratigraphie des dépôts molassiques et des moraines de ce territoire. L'auteur décrit en particulier une exploitation de lignites intercalés dans la moraine au-dessus de Güntenstall et remarque qu'il existe en réalité ici trois lits de lignite l'un à 470 m., le second à 500 m., le troisième à 522 m.; l'âge de ces couches n'a pas pu être encore fixé d'une façon certaine.

JURA.

Le Jura, dans son ensemble, a fait l'objet d'une étude géographique et morphologique de la part de M. FR. MACHACEK (74). Après avoir défini les limites du Jura en tant qu'unité géographique, l'auteur divise son territoire en trois parties : 1^o les chaînes jurassiennes situées au S de la ligne Pont d'Ain-Nantua-Bellegarde, qui se rattachent intimement aux plis du massif de la Grande Chartreuse ; 2^o les chaînes jurassiennes proprement dites qui, de cette zone, forment la bordure méridionale de l'ensemble du Jura jusqu'à la Lägeren ; 3^o le Jura tabulaire qui comprend au contraire la partie NW et dont la limite avec les chaînes peut être tracée par les vallées de la Valserine et des Ponts, par Vallorbe et Pontarlier, puis par la vallée du Doubs jusqu'à Saint-Ursanne, et enfin par le versant N des Rangiers jusqu'à la ligne des grandes dislocations du Jura bâlois et argovien. Cette ligne ne correspond du reste pas à une ligne tectonique, mais elle est nettement marquée dans la topographie. Les chaînes jurassiennes se divisent assez naturellement, suivant une ligne passant par Orbe, en une partie septentrionale et une partie méridionale. Quant au Jura tabulaire, l'auteur le coupe par deux lignes passant l'une par Lons-le-Saunier et Genève, l'autre par Salins, Frasnes et Pontarlier en trois parties.

Dans un chapitre stratigraphique, M. Machacek montre comment les régions jurassiennes, après avoir été complètement émergées pendant la fin des temps crétaciques et la période éocène, ont été envahies d'abord par la transgression tongrienne qui, partie du bassin de Mayence, s'est étendue sur la région de Delémont et jusqu'au delà de Bienne, puis par la transgression helvétique-vindobonienne qui, partie du S, a ramené la mer sur le Jura jusqu'à la ligne Chaux-de-Fonds, Undervelier, Delémont, Liestal, Frick, Randen. Avec l'époque tortonienne, une régression a commencé qui a amené l'émergence définitive du Jura, puis, bientôt après, celle des régions

voisines en France et en Suisse; c'est alors qu'ont commencé à se faire sentir les plissements qui sont à la base des formes actuelles. Pendant la durée des temps tertiaires qui a précédé ces plissements, les régions jurassiennes représentaient une sorte de grand promontoire dirigé au S des terres importantes qui émergeaient alors en Allemagne et en France et leur surface devait être inclinée dans son ensemble du N au S.

L'auteur donne ensuite un aperçu de la tectonique des diverses parties du Jura, en se basant sur un examen consciencieux de la bibliographie moderne; il fait ressortir en particulier l'influence considérable qu'ont exercée les massifs hercyniens, situés à l'W et au N, sur la forme des dislocations naissant pendant le soulèvement de cette région. Dans la zone de plus grande largeur du Jura, l'on remarque l'alternance répétée de plis en faisceaux et de plateaux faillés.

Passant aux caractères topographiques, M. Machacek fait ressortir l'influence directrice qu'exerce la tectonique sur l'orographie de la région du Jura située au S de la ligne Pont d'Ain-Nantua-Bellegarde. Ici les anticlinaux, dirigés N-S et déversés à l'W, sont relativement continus et donnent naissance à autant de chaînes séparées par des vallées synclinales. La première de ces chaînes se suit à l'E du lac du Bourget et du Rhône; la seconde passe à l'W du lac du Bourget: elle est coupée par le Rhône un peu au N du lac et s'élève rapidement ensuite de façon à former le Colombier de Culoz; la troisième forme plus à l'W le Mont Tournier, traverse le Rhône à Fort Pierre-Châtel, se retrouve à la Montagne du Parves, puis se perd bientôt, tandis qu'elle est relayée vers le N par la voûte de Saint-Champ-Chatonod et de la Cormoranche. Enfin une quatrième chaîne, séparée de la précédente par la vallée du Furans et le bassin de Belley, se dirige de Saint-Didier vers le N, forme la montagne de Fantainet et meurt au N sous la forme d'un éperon s'avancant dans la plaine des Dombes. La deuxième et la troisième chaîne s'abaissent brusquement dans l'axe de la vallée du Rhône, puis elles se relèvent au N; mais plus loin, dans le Bugey, elles ne tardent pas à se confondre orographiquement en un seul plateau sur lequel le synclinal qui les sépare n'est plus que faiblement indiqué.

La partie S des chaînes jurassiennes, entre Bellegarde et Orbe, comprend orographiquement une seule chaîne qui sé-

pare la dépression synclinale de la Valserine et du lac de Joux du bassin du Léman. Cette chaîne est constituée depuis le Crêdo jusque près de la Dôle par un anticlinal jurassique simple déjeté au N; vers le NE, ce pli se divise en plusieurs replis d'importance secondaire dont tantôt l'un, tantôt l'autre prend des dimensions prépondérantes.

Au N de la région d'Orbe, la zone des chaînes jurassiennes s'élargit considérablement par le fait que successivement plusieurs chaînes bien dessinées surgissent dans le prolongement de la partie méridionale du plateau jurassien. Le Jura vaudois du N et le Jura neuchâtelois sont ainsi formés par une succession de chaînes parallèles, séparées par des synclinaux remplis de terrains tertiaires. Ce qui frappe dans cette topographie, c'est d'abord la continuité remarquable des anticlinaux, puis l'élargissement fréquent des synclinaux en des cuvettes elliptiques, enfin le fait que la direction des plis est un peu déviée à l'E relativement à la direction générale, ce qui fait que les chaînes internes meurent successivement dans la plaine suisse. Ce paysage régulièrement ridé du Jura neuchâtelois est bordé, au N de la ligne Chaux-de-Fonds-Val-de-Travers, par le plateau des Franches-Montagnes, dont la forme unie est évidemment le fait d'une abrasion intense, puisque les formations constituantes y sont encore plissées en plis accentués. Ces plateaux passent du reste insensiblement vers le NE à la région des grandes voûtes jurassiques du Jura bernois, qui comprend les chaînes du Mont Terrible, des Rangiers, du Vellerat, des Raimeux, du Graiteray, du Montoz et du Weissenstein, et l'on peut voir ces divers anticlinaux s'élever et se dessiner peu à peu; les plus septentrionaux d'entre eux s'amorcent vers l'W dans le faisceau marginal du Lomont.

M. Machacek décrit ensuite le Jura tabulaire et remarque d'emblée que sa surface unie est due à un phénomène d'abrasion qui a supprimé les anticlinaux pourtant importants qui y ont existé. Dans sa partie S, le plateau jurassien est profondément découpé par les vallées de la Sémone, de la Bienne et de l'Ain, dont l'indépendance relativement à la direction des plis est remarquable. Dans sa partie médiane jusqu'à la ligne de Pontarlier-Salins, il se divise en zones nettement distinctes; d'abord sa bordure occidentale est formée de plis abrasés, puis vient le plateau lédonien aux couches presque horizontales, puis, après la zone ondulée de la forêt de l'Euthe, se développe le plateau de Champagnole

qui est séparé par le pli déjeté de la Forêt Royale du plateau de Saint-Laurent ; enfin au contact des chaînes jurassiennes se développe le plateau de Nozeroy et Pontarlier qui, dans sa partie orientale, comporte de nouveau des plis accusés, mais plus ou moins abrasés.

Au N de la ligne Salins-Pontarlier, le Jura tabulaire comprend un plateau dont les couches sont presque horizontales, mais qui est bordé au NW par les chaînes bordures et au SE par une région plissée, qui établit la transition aux chaînes jurassiennes. Enfin, dans le Jura septentrional, la partie tabulaire est intimement liée tectoniquement au massif de la Forêt Noire et est surtout caractérisée par le réseau de failles qui la coupent.

Cherchant à fixer l'histoire des régions jurassiennes depuis le début de leur plissement, M. Machacek remarque qu'aucun ridement véritable ne s'est produit avant le Miocène. Il constate ensuite que la région marginale du plateau jurassien, le long des plaines de la Bresse et du bassin de la Saône, montre la trace d'une abrasion intense qui a supprimé le relief des plis, de sorte que les lignes saillantes n'y sont plus déterminées que par l'affleurement de roches plus particulièrement résistantes. Le même caractère de surface plissée, puis abrasée se trouve dans l'intérieur même du plateau jurassien, entre la ligne Nantua-Bellegarde et la ligne Salins-Pontarlier ; de plus, l'abrasion a mis à nu des formations de plus en plus anciennes vers l'W où elle a atteint son maximum. Enfin les chaînes jurassiennes elles-mêmes ont subi ce nivellement incontestable dans la région du Jura vaudois et neuchâtelois et dans les Franches-Montagnes ; les plis y sont comme rasés et dessinent de larges plateaux, et ce n'est que progressivement vers le SE qu'ils reprennent des formes orographiques correspondant à leur structure tectonique.

Tandis que M. Brückner avait expliqué cette topographie du Jura par l'hypothèse d'une première phase de ridement post-miocène, d'une période d'abrasion, puis d'une reprise du mouvement orogogénique affectant seulement les chaînes méridionales et leur redonnant un caractère de jeunesse que les autres parties du Jura n'ont pas, M. Machacek admet une seule phase de dislocation, mais prolongée depuis la fin du Miocène jusque dans les temps quaternaires et ayant affecté d'abord les chaînes externes, puis les régions de plus en plus méridionales. L'abrasion, ayant commencé à agir bientôt après la surrection de chaque pli, a duré beaucoup plus

longtemps pour les zones externes que pour les zones internes et celles-ci ont pu conserver jusqu'à nos jours des formes relativement intactes qui sont perdues depuis longtemps plus au N. Mais pour expliquer complètement les caractères géographiques du Jura, il paraît nécessaire de faire intervenir, outre les phénomènes de plissement, un exhaussement récent de tout son ensemble, tandis que les régions déprimées voisines, le plateau suisse, la Bresse, subissaient au contraire un affaissement. L'abrasion intense qui a affecté la plus grande partie du Jura ne peut être le fait ni d'une mer transgressive, ni des cours d'eau ; elle a été effectuée essentiellement par l'action chimique des eaux qui imprégnaient la surface et a dû commencer déjà avant la transgression des mers miocènes, le résidu insoluble de cette dissolution lente ayant constitué au début des temps tertiaires les dépôts de Sédrolithique, puis pendant le Quaternaire les limons si abondants qui remplissent certaines dépressions.

Au début de la période quaternaire, les régions jurassiennes devaient avoir déjà sensiblement le relief qu'elles possèdent actuellement. Les dépôts qu'y ont laissés les deux premières glaciations se réduisent à des alluvions fluvio-glaciaires qui sont, comme on sait, très développées tout autour de l'extrémité NE de la chaîne et auxquelles il faut attribuer aussi les « cailloutis des plateaux » à éléments alpins de la Bresse et des Dombes. Les moraines de l'avant-dernière glaciation prennent au contraire un grand développement dans l'intérieur du Jura, soit dans la région de la traversée du Rhône, soit dans les principales vallées neuchâteloises, soit surtout dans la partie NE de la chaîne. La dernière glaciation enfin est surtout marquée par le cordon continu de moraine latérale qui se suit d'un côté jusque près de Wangen, de l'autre jusqu'au Fort de l'Ecluse. Depuis ce dernier point, le glacier traversait, cette fois encore, le Jura et poussait son front au delà d'Ambérieu.

Les glaciers locaux ont pris dans toute la région méridionale et médiane du Jura un développement important ; on en retrouve quelques moraines dans la région de Moutiers, dans la vallée de la Birse et dans le Val-de-Travers, mais il s'agit toujours ici de petits glaciers suspendus sur les versants des vallées. Dans le Jura neuchâtelois et vaudois, de véritables glaciers de vallées se sont développés, ainsi dans les vallées de la Brévine et des Ponts, dans le Val-de-Travers, sur le plateau de l'Auberson, dans les bassins de l'Orbe et de la

Jougne, dans la vallée du Nozon, au col de Saint-Cergues et sur le plateau des Rousses, etc.....

Quand au Jura tabulaire français, il est certain qu'on y a beaucoup exagéré l'importance des moraines locales, mais on peut admettre avec certitude l'existence de plusieurs centres glaciaires importants, en particulier dans le bassin du Doubs, dans celui de l'Ain et dans celui de la Bienne. La limite des neiges persistantes dans le Jura pendant la glaciation de Würm devait se trouver, d'après la répartition de ces glaciers locaux, entre 1000 et 1200 m. Quant à l'action de ces glaciers, il est certain que, par suite de leurs petites dimensions, elle devait être essentiellement un phénomène de transport et de dépôt, tandis que l'érosion n'y entre pour ainsi dire pas en ligne de compte.

M. Machacek consacre un chapitre important à l'histoire géologique des cours d'eau du Jura. Après avoir montré le contraste qui existe dans l'hydrographie des chaînes jurassiennes d'une part où l'influence directrice de la structure tectonique est partout prépondérante, du Jura tabulaire d'autre part, où les rivières ont des cours sinueux tout à fait indépendants des grandes lignes du plissement, il s'attache à reconstituer les caractères généraux de l'hydrographie pendant les temps pliocènes, mais conclut en somme à l'incertitude qui subsiste encore à ce sujet, et en particulier au non-fondé de l'hypothèse édiflée par M. Brückner d'après laquelle les principales rivières descendant des Alpes auraient, pendant la période pliocène, traversé directement les régions jurassiennes alors aplanies pour s'écouler vers le NW et déposer les alluvions du Sundgau.

Au début de l'époque quaternaire l'Aar et le Rhône devaient déjà suivre à peu près leurs cours actuels. Parmi les cours d'eau jurassiens proprement dits, la Birse, dont le cours est nettement transversal dans toute sa partie médiane et traverse entre Court et Soyhières une succession de cluses alignées presque en ligne droite, devait couler déjà avant la surrection des plis du Graiteray, du Raimeux, du Vellerat et des Rangiers suivant la même ligne qu'aujourd'hui; c'est une rivière antécédante. Par contre les cluses que traversent les affluents de la Birse semblent être de formation beaucoup plus récente et avoir été effectuées essentiellement par des érosions régressives; tel est le cas des cluses de Sornettan et de Berlincourt sur le cours de la Sorne, de la cluse de Gännsbrunnen sur celui de la Rauss, des cluses de Vermes et de Tiergarten sur celui de la Gabiare.

Les rivières qui s'écoulent du Jura vaudois et neuchâtelois vers le plateau suisse présentent entre elles de remarquables analogies; le Nozon, l'Orbe, l'Arnon, l'Areuse, le Seyon, le ruisseau de Twann coulent tous d'abord dans un tronçon synclinal large, à faible pente, puis, se coudant brusquement, ils se jettent vers la plaine par un chenal transversal, étroit et fortement incliné. Ce caractère général paraît devoir s'expliquer d'abord par l'intervention de torrents ayant creusé à une époque préglaciaire un lit dans le flanc de la première chaîne et étant arrivés par érosion régressive à capter les eaux accumulées dans les synclinaux situés en arrière; il faut admettre en outre que la pente des tronçons transversaux a été considérablement accrue pendant les deux dernières glaciations par l'érosion effectuée le long du pied du Jura par le glacier du Rhône; ce surcreusement a été la cause d'une reprise intense de l'érosion dans la partie inférieure du cours de toutes ces rivières.

Pour la Suze, qui débouche vers Bienne après avoir traversé les gorges bien connues de la Reuchenette, cette explication ne paraît pas suffisante, l'érosion effectuée ici dépassant beaucoup, semble-t-il, les moyens d'un si modeste cours d'eau. Aussi M. Machacek admet-il que les gorges de la Reuchenette ont été creusées par une puissante rivière qui, avant les derniers effondrements de la vallée du Rhin et avant le soulèvement des chaînes jurassiennes, coulait du N au S, en empruntant au moins en grande partie la vallée actuelle de la Birse et en passant par l'encoche de la Pierre-Pertuis au S de Tavannes. Les gorges de la Reuchenette représenteraient donc un tronçon antécédent et le renversement supposé dans la direction de l'écoulement des eaux de cette partie du Jura rentrerait dans un phénomène très étendu provoqué à la fois par la formation de la vallée du Rhin et par l'exhaussement des régions internes du Jura. Quant à l'origine des cluses d'Oensingen et de Mumliswil dans le bassin de la Dünner, l'auteur admet l'hypothèse de M. Steinmann, d'après laquelle les cours d'eau respectifs n'ont fait qu'utiliser des effondrements transversaux aux chaînes. (Voir *Revue*, pour 1902.)

Le Doubs, dont le cours est influencé dans sa partie supérieure, jusqu'à Pontarlier par la structure tectonique du sol, montre de là vers l'aval une remarquable indépendance. L'origine de cette vallée, avec le coude brusque qu'elle forme à Sainte-Ursanne, paraît à M. Machacek devoir être expliqué

comme suit : A l'époque pliocène un cours d'eau important s'écoulait du N au S en empruntant le cours actuel du Doubs depuis Sainte-Ursanne vers l'amont et continuait dans le bassin de l'Ain, un autre cours d'eau coulait presque parallèlement au premier en suivant la vallée du Doubs du Clos du Doubs à Saint-Hippolyte. Puis, lors des derniers soulèvements du Jura, la première rivière a été coupée entre Sainte-Ursanne et le bassin de la Sorne, le bassin de l'Ain a été relativement élevé et l'écoulement de l'eau s'est fait du SW au NE depuis la région de Mouthe jusqu'au Clos du Doubs; en même temps le second cours d'eau, reculant sa source, s'emparait de ces eaux pour ainsi refoulées par les phénomènes orogéniques. Le cours du Doubs en amont de Saint-Hippolyte comprendrait ainsi deux tronçons antécédants, primitivement indépendants l'un de l'autre. La région du cours comprise entre les sources et Pontarlier a subi d'autre part une série de modifications du fait des nombreux barrages morainiques qu'y a édifié la glaciation de Würm.

Le cours de l'Ain est caractérisé, comme celui du Doubs, sur une grande partie de sa longueur d'une part par l'indépendance qu'il montre relativement à la tectonique, de l'autre par son niveau très bas par rapport aux plateaux qu'il traverse; il semble devoir être considéré comme établi dans ses grandes lignes antérieurement au dernier soulèvement du Jura. Par contre les cours d'eau affluents, la Bienne, l'Oignin, le Surand suivent le plus souvent ou bien des synclinaux ou bien des zones d'affleurement de formations tendres. L'étude hydrologique du Jura semble ainsi confirmer la notion d'un plissement pliocène du Jura, commencé au NW, puis continué toujours plus à l'intérieur, alors que les plis externes étaient déjà plus ou moins abrasés, et suivi d'un soulèvement d'ensemble des chaînes.

Quant à la traversée du Rhône au travers des régions jurassiennes il faut noter d'abord que l'ouverture de la cluse du Fort de l'Ecluse coïncide avec un ensellement transversal de l'anticlinal du Crédo-Vuache, que de plus elle est en tous cas plus ancienne que la dernière glaciation, mais qu'elle n'existait très probablement pas avant la glaciation principale. Au delà de Bellegarde le Rhône suit jusqu'à Culoz une vallée synclinale; tandis qu'entre Bellegarde et Pyrimont il coule au fond d'un profond canyon creusé par une érosion récente dans les dépôts fluvio-glaciaires, dans la Molasse et jusque dans l'Urgonien, il serpente au contraire depuis Seys-

sel jusqu'à Culoz dans une large plaine d'alluvions; ses dépôts, qui s'étendent depuis le cours du Rhône jusqu'à Chambéry, ont dû se déposer dans un lac immense créé par un surcreusement glaciaire, dont le seuil était formé par la moraine frontale de Massignieu, et dont le lac du Bourget actuel est un reste. Vers l'aval le cours du Rhône paraît être en partie récent, le fleuve ayant été détourné plusieurs fois pendant la période glaciaire.

Dans un dernier chapitre M. Machacek traite des phénomènes de corrosion, qui prennent une si grande ampleur dans le territoire essentiellement calcaire du Jura. Il parle des lapiés, puis des dolines; il discute à propos de ces dernières l'origine de toute une série de lacs répartis sur la surface du Jura tabulaire, et montre que la formation des entonnoirs du Jura est due, dans la grande majorité des cas, non au creusement de cavernes en profondeur, mais à la corrosion des couches calcaires directement superficielles par les eaux météoriques pénétrant dans des réseaux de fissures. Il traite ensuite des bassins fermés ou polje caractérisés par leur manque d'écoulement superficiel, leur forme en cuvette elliptique et leur fond plat couvert de tourbières, de marais ou de lacs, constitué par des remplissages récents. L'origine de ces bassins peut être diverse; dans la majorité des cas ce sont des tronçons de synclinaux affaissés entre des failles transversales; parfois ce sont des synclinaux courts qui se resserrent rapidement à leurs deux extrémités par la convergence des anticlinaux qui les encadrent; rarement ce sont des voûtes ouvertes en boutonnières jusqu'à une couche imperméable. L'écoulement des eaux arrivant dans ces bassins se fait par des entonnoirs et des cours d'eau souterrains; si les entonnoirs se trouvent au-dessus du fond du bassin, celui-ci est transformé en un lac; si les conduits souterrains sont insuffisants pour débiter toute l'eau amenée au moment des grandes pluies ou de la fonte des neiges, il s'ensuit des inondations périodiques. Le lac de Joux et celui des Brenets peuvent être considérés comme des types de lac de polje; le lac de Joux qui a pris naissance après le retrait des glaciers, a eu probablement d'abord un écoulement superficiel vers Valloirbe, puis, par suite de l'ouverture de conduits souterrains, son niveau s'est abaissé au-dessous de celui du seuil et l'écoulement superficiel a cessé. Le bassin synclinal de la Brévine avec le petit lac des Tallières est également un polje bien caractérisé.

L'hydrographie du Jura est intimément influencée par la

nature essentiellement perméable du sol sur la plus grande partie de la surface, elle offre tous les caractères d'une hydrographie développée dans une région karstique: peu de cours d'eau superficiels, abondance au contraire des entonnoirs et des sources vaclusiennes, fréquence très grande des vallées sèches, etc. Les cours d'eau persistants coulent tous ou bien dans des vallées dont le fond est tapissé par des dépôts glaciaires ou des couches imperméables de la Molasse, ou bien dans de profondes tranchées creusées dans les plateaux jusqu'à un niveau inférieur à celui de la nappe d'eau profonde; dans ce dernier cas ils sont alimentés essentiellement par des sources; souvent ces tranchées, dont la section en V est typique, se sont formées par effondrement du toit d'une galerie souterraine.

Avant de passer aux études régionales plus limitées, il convient de citer ici une description faite par M. C. REGELMANN (76) des régions méridionales de l'Allemagne et de la Suisse septentrionale, à propos de l'apparition d'une carte géologique d'ensemble du Wurtemberg et du Grand-Duché de Baden. Le lecteur trouvera dans cette courte brochure un aperçu sur la tectonique du Jura et du plateau molassique suisse et sur leurs relations avec les chaînes hercyniennes développées plus au N.

M. H. SCHARDT (81 et 82) continuant son exploration détaillée du **Jura neuchâtelois**, a constaté dans la région axiale de l'anticlinal de Montezillon, prolongement de celui de Rochefort, un curieux accident en forme de pli-faille. En effet le Valangien du jambage occidental sur lequel est construit Montezillon, s'enfonce au NW sous une série chevauchante de Kimmeridgien et de Portlandien; celle-ci forme dès lors, avec la série crétacique qui la recouvre normalement, le jambage du pli et disparaît au NW sous le synclinal tertiaire de Rochefort-Coffrane. Cet accident, qui se suit par Montmollin jusqu'aux Cernils sur plus de 5 km., semble relayer un autre pli-faille déjà connu passant au Baliset sur Rochefort, qui lui-même relaie le pli-faille du Val de Travers.

M. H. SCHARDT (80) a d'autre part fait ressortir la relation qui doit exister entre la disparition momentanée, depuis Couvet jusqu'à Buttes, de l'anticlinal qui sépare ailleurs les synclinaux du Val de Travers et de la vallée des Ponts et la naissance dans la région du Malmont d'un pli-faille, suivant

lequel le jambage S de l'anticlinal de Malmont chevauche sur sa bordure méridionale localement affaissée.

L'auteur donne ensuite une coupe détaillée du Valangien, tel qu'il apparaît vers l'entrée de la cluse du Sucre à l'W de Couvet; il montre qu'ici le faciès des marnes d'Arzier, intercalé entre le marbre bâtard et les calcaires limoniteux du Valangien supérieur, prend un développement tout à fait exceptionnel aux dépens de ces derniers.

En terminant M. Schardt s'élève contre l'emploi du terme Berriasien pour désigner le marbre bâtard du Valangien inférieur.

A la suite de sondages faits à la Combe des Quignets, près de la Sagne, M. H. SCHARDT (78) a reconnu que l'anticlinal Mont d'Amin-Tête de Rang, qui est coupé longitudinalement par ce vallon, est faillé; le Lias du cœur y chevauche sur le jambage septentrional, qui est laminé par places jusqu'à la suppression complète du Dogger et de l'Oxfordien. Le plan de contact du Lias avec le Séquanien ou l'Argovien suit le fond de la Combe; du reste cet accident n'est apparent que sur 500 m. environ et soit au SW, soit au NE la voûte du Dogger se referme bientôt. Il s'agit donc d'une dislocation locale, provoquée par l'accumulation dans la charnière anticlinale des argiles du Lias supérieur chassées par la compression latérale des pieds droits de la voûte; semblable accumulation a du reste été constatée dans le profil du tunnel des Loges.

La série normale du Lias et du Dogger de la Combe des Quignets comprend :

1° Marnes noires, micacées à *Harpoc. toarcense* et *Harp. striatulum*.

2° Marnes sableuses à fucoïdes.

3° Calcaire compact, gris, avec intercalations marneuses (60 m.).

4° Calcaires à entroques, en gros bancs (80 m.).

5° Calcaires gris, subspathiques vers le bas, compacts vers le haut (25 m.).

6° Alternances marno-calcaires à *Park. Parkinsoni*, *Belemn. giganteus*, *Pholad. Murchisoni*, *Rhynch. concinna*, *Terebr. globata*, *Glypeus altus*, *Collyrites ringens*, etc. (5 à 6 m.).

7° Marnes à *Parkinsonia neuffensis*) (25 à 30 m.).

8° Calcaires gris et subspathiques vers le bas, blancs vers le haut (25 m.).

9° Marnes formant palier (10 m.).

10° Dalle nacrée (40 m.).

Le numéro 1 représente le Toarcien, 2, 3 et 4 le Bajocien, 5, 6, 7, 8 et 9 le Bathonien et 10 le Callovien.

M. H. SCHARDT (79) a consacré une courte notice à la description de la montagne de Diesse et du vallon du Jorat. Le plateau de Diesse et le vallon d'Orvin sont compris dans un synclinal naissant au SW dans la région de Saint-Blaise, qui sépare l'anticlinal du Chaumont de celui de Châtollion et se continue au delà de la Suze par Frinvilliers et Vauffelin. Ce synclinal, rempli de Molasse et bordé par deux jambages infracrétaciques, atteint sa plus grande largeur entre Lignièrès et Diesse; il est caractérisé là par un renversement de ces deux flancs qui détermine un rétrécissement important du pli de bas en haut. Sur deux points, des dislocations secondaires ont été occasionnées par des glissements des couches inclinées du Valangien.

La Molasse, qui est cachée en grande partie par les dépôts glaciaires, apparaît dans le vallon du Jorat, au-dessus des Praises, et comprend là un niveau inférieur de marnes rouges, puis un complexe important de couches alternativement marno-argileuses et gréseuses, de couleur grise.

D'après une courte notice de M. L. ROLLIER (77), la galerie S du tunnel du **Weissenstein** n'a traversé jusqu'au cœur même de l'anticlinal aucune couche plus ancienne que le Keuper. Les marnes irrisées qui forment la base de la série traversée sont d'abord un peu salifères et contiennent une vingtaine de bancs d'anhydrite; elles comprennent ensuite des alternances de marnes vertes et de dolomies, puis se terminent par des marnes noires sans fossiles.

Le Lias débute par des calcaires gréseux et des grès durs qui contiennent à la base *Gryphea gryphus*, puis *Gr. obliquata* et *Gr. Macculochi*. Au-dessus vient une zone glauconieuse très riche en Bélemnites du Lias moyen; puis se développe un épais complexe de marnes feuilletées sans fossiles qui supporte directement l'oolithe ferrugineuse à *Ludw. Murchisonae*.

La voûte du Weissenstein montre dans la région du tunnel une inclinaison notablement plus forte de son jambage S

(jusqu'à 80°) que de son jambage N (environ 50°). Au cœur le Trias est non pas incurvé, mais coudé brusquement en forme de chevron aigu sans faille.

Cette notice, dans laquelle M. Rollier donne le profil complet de la partie S du Weissenstein d'après les observations faites dans le tunnel, a fait surgir une nouvelle publication de M. C. SCHMIDT (84), dans laquelle il donne quelques indications complémentaires d'ordre en partie stratigraphique, en partie tectonique. La série sédimentaire traversée par la galerie, depuis le km. 0.34 à partir du portail S jusqu'au km. 2.015, est indiquée ici en détail, et de cette coupe il résulte que, après avoir traversé toute la série jurassique en couches presque verticales, la galerie s'est engagée dans une voûte de Keuper, puis dans une succession plongeant au N de Lias et de Dogger; ensuite elle a atteint le fond d'un synclinal dans les assises moyennes du Dogger, puis a traversé une voûte de Dogger inférieur et de marnes toarciennes entre les km. 1.905 et 2.000.

M. Schmidt signale en particulier l'abondance de *Gryphea sublobata* dans le niveau à Son. Sowerbyi; il remarque également l'épaisseur anormalement grande des marnes toarciennes, à la base desquelles il a découvert un niveau concrétionné à *Grammoc. toarcense*. La couche supérieure du Keuper, une marne rouge et grise, contient des intercalations gréseuses dans lesquelles ont été récoltées des dents de *Sargodon tomicus*, de *Gyrolepis* et de *Hybodus*.

Le profil établi en 1904 par M. Schmidt doit être rectifié en ce sens que, l'épaisseur du Toarcien ayant notablement dépassé les prévisions, les deux anticlinaux qui forment le Weissenstein sont moins saillants pour le Trias que cela n'avait été admis et que le synclinal intercalé entre eux est moins profond. D'autre part, de nouvelles explorations faites dans le voisinage du portail N ont montré qu'ici la Molasse, le Sidérolithique et le Malm sont renversés dans le pied du jambage septentrional. Par contre, la division de la chaîne du Weissenstein en deux anticlinaux juxtaposés, établie par M. Schmidt, s'est trouvée absolument confirmée.

M. ED. GREPPIN (73) a relevé en détail la coupe des affleurements apparaissant sur les deux rives du Rhin dans la région du Hörnli, à l'E de Bâle. Vers l'W affleurent d'abord les calcaires d'eau douce du Miocène inférieur plongeant faiblement à l'W, puis viennent les grès oligocènes en grande

partie recouverts, de plus en plus redressés et plongeant finalement vers l'E; puis dans le lit du fleuve, vers la rive droite, se trouve un gros rocher de calcaire rauracien qui n'apparaît plus sur la rive gauche. Ici, en contact presque direct avec l'Oligocène, on trouve le Lias qui comprend de l'W à l'E les argiles à *Lioc. opalinum*, les marnes à *Lyt. jurensis*, les argiles à *Arietites obtusus* et les calcaires sinémuriens. Le Lias doit exister, entre le Rauracien et le Keuper, aussi sur la rive droite, mais avec une épaisseur très réduite; il est du reste caché. Ensuite affleurent sur les deux rives, en couches presque verticales, les assises successives du Keuper, d'abord des marnes bigarrées, puis une série de grès qui contient des débris nombreux de la flore de Neuwelt, puis des marnes gypsifères et enfin le banc dolomitique à *Trigonodus* qui recouvre le Muschelkalk.

La dislocation qui sépare ici le Trias et le Lias du Tertiaire doit être interprétée comme une faille qui coupe obliquement la grande flexure marginale du Jura tabulaire.

La coupe des rives du Rhin, mettant au jour des couches certainement homologues de celles bien connues de Neuwelt, montre en outre que ces couches sont supérieures au gypse du Keuper et séparées de la dolomie à *Trigonodus* par une épaisseur d'au moins 73 m.; cette position exclut toute identification des couches de Neuwelt avec le niveau de la Lettenkohle et permet de les paralléliser avec le Schilfsandstein.

M. FR. MÜHLBERG, qui avait fait paraître en 1904 une carte géologique au 1:25000 de la région du **confluent de l'Aar, la Reuss et la Limmat**, en a publié un texte explicatif assez détaillé (75).

L'auteur décrit d'abord les formations pléistocènes comprises dans ce territoire; ce sont en commençant par les plus récentes :

1° Un limon lacustre déposé dans un lac de barrage formé en arrière des grandes moraines frontales de la dernière glaciation et existant vers la gare de Mellingen.

2° Les alluvions des Basses Terrasses dont le niveau est en moyenne à 35 m. au-dessus de celui des cours d'eau actuels.

3° Les moraines de la cinquième et dernière glaciation, développées dans la vallée de la Bünz et surtout autour d'Othmarsingen et de Mellingen. Autour de cette dernière localité, l'auteur distingue un cirque externe formé surtout de

moraine de fond remaniée et contenant abondamment des roches du Gothard et un cirque interne prenant le caractère de moraine frontale typique et dont l'élément prédominant est fourni par les poudingues du Rigi et du Rossberg.

4° Le Löss, généralement décalcifié.

5° La moraine de fond de la quatrième glaciation, qui comprend d'une part des argiles à cailloux striés, de l'autre des graviers irrégulièrement stratifiés, cimentés et généralement décomposés, ne pouvant rentrer ni dans le Deckenschotter, ni dans les Hautes Terrasses. Les argiles à blocs apparaissent en divers endroits au niveau des cours d'eau actuels sous les alluvions des Basses Terrasses, ainsi au bord de la Reuss entre Mellingen et Birmensdorf, au bord du Süssbach près de Hausen, au bord de l'Aar à l'W de Brugg. Il est donc certain que cette glaciation a été précédée par une phase d'érosion considérable; ses moraines frontales ont dû se déposer plus loin vers l'aval; par contre il est probable qu'il faut rattacher à sa phase de retrait des alluvions fluvio-glaciaires échelonnées entre les Hautes Terrasses et le Deckenschotter à la gravière du Schwabenberg au SE de Gebensdorf et à l'W de Schambelen.

6° Les alluvions des Hautes Terrasses se développent à 100-120 m. au-dessus des fonds de vallées actuels; elles ne dépassent pas au S la région de Rohrdorf; là devaient donc se trouver les moraines frontales correspondantes qui ont été abrasées ou recouvertes dans la suite. Les Hautes Terrasses sont certainement plus anciennes que la glaciation principale dont les moraines les recouvrent; par contre, le nombre considérable des galets alpins mêlés à leurs dépôts jusqu'au delà du Jura pourrait faire supposer que les glaciers ont poussé momentanément leur front à l'époque des Hautes Terrasses jusqu'au delà de Brugg.

7° et 8° Les deux niveaux du Deckenschotter sont caractérisés par la rareté des galets cristallins, la cimentation de leurs éléments et leur degré de décomposition avancé.

L'auteur décrit ensuite la **Molasse** en commençant par en haut. Tandis que la Molasse d'eau douce supérieure est représentée vers l'E par des grès tendres et des marnes à *Limneus pachygaster*, elle comprend dans le Jura tabulaire à l'W d'Umiken et Remiken des marnes rouges et jaunes à *Helio Moguntina*, dans les dépressions desquelles se sont déposés les conglomérats de la Nagelfluh jurassienne.

La Molasse marine repose vers l'W, sur l'Iberg, au Bötz-

berg, dans les environs d'Umiken, directement sur le Sidérolithique ou même sur le Malm. Son faciès, essentiellement gréseux au S des chaînes jurassiennes et à l'E de Brugg, se transforme vers le NW en devenant de plus en plus marneux, de sorte que ce sont finalement des marnes rouges avec simples intercalations de grès à fossiles marins qui représentent l'étage dans la partie occidentale du Bötzingberg et sur l'Iberg.

La Molasse d'eau douce inférieure n'existe qu'au S de la première chaîne jurassienne ; épaisse d'environ 100 m., elle est formée de grès tendres avec débris végétaux dans sa partie supérieure et contient des marnes rouges et vertes à la base.

Les dépôts du Sidérolithique sont argileux, riches en quartz et en oolithes ferrugineuses ; tantôt ils recouvrent le Malm d'une couche continue, tantôt ils en remplissent les excavations.

L'auteur donne ensuite la description de la série classique du **Jurassique** supérieur des environs de Baden. Dans le Dogger, il distingue de haut en bas : 1° les marnes à *Rhynch. varians* ; 2° les couches marno-calcaires partiellement oolithiques à *Parkinsonia* et à *Ostrea acuminata* ; 3° les alternances de marnes et de bancs oolithiques qui représentent le Bajocien et dans lesquelles on peut reconnaître les divers niveaux paléontologiques de la Souabe.

Le Lias se subdivise comme suit :

- 1° Marnes micacées à *Lioceras opalinum* ;
- 2° Marnes dures à *Lytoc. jurense* et *Grammoc. radians* ;
- 3° Marnes à Posidonies, contenant des bancs calcaires et caractérisées par *Inoceramus dubius* et *Dactylioc. commune* ;
- 4° Calcaires gris, marneux, spathiques ou siliceux par places, dans lesquels on peut distinguer un niveau supérieur à *Amaltheus margaritatus* et un niveau inférieur à *Aegoc. capricornu* ;
- 5° Calcaires grenus sinémuriens se divisant en une zone à *Arietites raricostatus* et une zone à *Ar. bisulcatus* ;
- 6° Marnes à insectes de Schambelen, à *Psiloc. planorbe*.

Le **Trias** n'affleure que dans sa partie supérieure et moyenne ; il débute vers le haut par les marnes bariolées avec intercalations de grès et de dolomie du Keuper supérieur ; puis vient une zone de gypse, dont l'épaisseur peut atteindre 60 m. et qui est supporté par des calcaires dolomitiques à *Myophoria Goldfussi* ; enfin le Keuper inférieur comprend

des marnes schisteuses à *Estheria minuta* et, à la base, un banc dolomitique très riche en ossements.

Le Muschelkalk contient les trois termes connus :

1^o La dolomie supérieure, rose, saccharoïde, avec *Myoph. Goldfussi* ;

2^o Le Hauptmuschelkalk, gris-bleuâtre, avec des bancs échinodermiques, contenant *Terebr. vulgaris* et *Encrinus liliiformis* ;

3^o La dolomie inférieure jaunâtre, poreuse, passant à la base à des marnes dolomitiques.

Tectoniquement, la région décrite par M. Mühlberg se divise en quatre parties :

L'extrémité SE du Jura tabulaire est constituée par les couches plongeant uniformément et faiblement au SE du Malm et du Tertiaire ; elle est terminée brusquement, suivant la ligne Rimiken, Lauffohr, Endigen par une flexure au delà de laquelle vers le S le Jurassique, affaissé à un niveau très inférieur, disparaît sous les dépôts molassiques. Ceux-ci dessinent, entre la flexure Rimiken-Endigen et les chaînes jurassiennes qui surgissent plus au S, un synclinal qui se rétrécit rapidement de l'E à l'W et dans lequel viennent se réunir l'Aar, la Reuss et la Limmat.

Les chaînes jurassiennes comprennent trois anticlinaux déjetés au N. Le premier est celui qui de la Habsburg se continue par im Kapf et im Berg jusqu'au S de Gebensdorf, sur la rive droite de la Reuss ; il est ouvert jusqu'au Muschelkalk à la Habsburg, mais s'abaisse rapidement vers l'E ; son jambage N est renversé et très réduit en épaisseur, toutes les couches supérieures à celles du Geissberg y manquant même complètement. Le second anticlinal se suit depuis Hausen à l'E du Süssbach par le Martinsberg, la cluse de la Limmat à Baden jusque dans la chaîne de la Lägern ; son jambage N est vertical ou même renversé et toujours réduit en épaisseur, tandis que le Trias de la région axiale est poussé au-dessus de lui en un chevauchement important. Ce chevauchement a même provoqué un recouvrement de tout le jambage S du pli sur le jambage N. Le troisième anticlinal, qui forme le Kestenberg, est le prolongement des chaînes de la Gisliflüh et du Kalmberg fusionnées ; son axe s'abaisse brusquement à l'E de la Brunegg et ses formations jurassiques ne tardent pas à disparaître ; on le retrouve pourtant bien indiqué encore, plus à l'E, dans les gorges de la Reuss et on peut le suivre par Wettigen et Neuenhof jusqu'à Würenlos. Dans sa

partie occidentale, au Kestenbergr, le chevauchement du jambage S sur le jambage N est très nettement accusé. .

Au S des chaînes jurassiennes commence le plateau molassique, dont le sol est en grande partie couvert dans cette région par les dépôts quaternaires. Ceux-ci y sont étagés en quatre grands systèmes d'alluvions disposés et découpés en autant de terrasses ; l'exhaussement répété à plusieurs reprises des fonds de vallées, antérieurement abaissés par l'érosion, a favorisé les déplacements de cours d'eau et l'on trouve des tronçons d'anciennes vallées partiellement comblés et abandonnés, ainsi entre le Bruggerberg et le Bötzerberg et entre la Habsburg et le Scherzberg.

Sur deux points l'Aar a profité d'ensellements transversaux pour traverser les chaînes jurassiennes, soit entre Wildegg et Schinznach et en aval de Brugg. La Reuss et la Limmat par contre ont fixé leur lit au travers de ces chaînes sur l'emplacement de fractures transversales.

L'auteur décrit encore le paysage classique de Melligen avec son cirque de moraine, contre lequel s'adosse vers l'extérieur le cône de transition des alluvions fluvio-glaciaires, tandis qu'à l'intérieur se développe un système convergent de drümlins. Le même paysage se trouve sur le cours de la Bünz près d'Othmarsingen, mais ici le niveau des alluvions est plus haut de 20 m. que dans la vallée de la Reuss, ce qui provient évidemment de l'altitude supérieure de l'ensemble de la vallée de la Bünz.

M. Mühlberg termine sa description par un exposé des ressources du pays en matières premières exploitables, en sources et en eaux courantes.

IV^e PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

GÉNÉRALITÉS.

M. A. TOBLER (85) a publié un tableau stratigraphique destiné à donner un aperçu général sur les formations affleurant dans les régions voisines de Bâle.

A propos du **Trias** l'auteur donne deux coupes prises l'une dans la partie méridionale de la Forêt Noire et l'autre dans le Jura tabulaire bâlois. Pour le **Lias** il adopte la classifica-