

LES THÉORIES NOUVELLES
DE LA
FORMATION DES ALPES

ET L'INFLUENCE TECTONIQUE DES AFFAISSEMENTS MÉDITERRANÉENS (1)

PAR
le D^r C. VAN DE WIELE

PLANCHE X.

On sait que la stabilité de la montagne est proverbiale, mais la sagesse des nations s'est trouvée ici, une fois de plus, en défaut. Déjà l'on s'était habitué à l'idée des soulèvements du sol, mais nous n'étions pas arrivés au bout de nos étonnements, car la géologie moderne en est venue peu à peu à faire chevaucher les chaînes de montagnes tout entières comme des troupeaux de moutons. C'est en Belgique, nous le savons, qu'a commencé cette nouvelle étape dans l'étude de ces questions. MM. Briart et Cornet, et aussi M. Gosselet, grâce à une étude très minutieuse de la structure du bassin houiller franco-belge, nous ont montré que les couches sédimentaires avaient subi, postérieurement à leur dépôt, des déplacements considérables, qui donnaient lieu à des dérangements compliqués dans la série stratigraphique. Ces observations ont fait entrer la science géologique dans des voies nouvelles, et ainsi, une fois de plus, se trouvent démontrées les relations étroites et mutuelles entre la science appliquée et la science spéculative.

Ces études furent reprises par M. Marcel Bertrand et appliquées par lui à la formation des chaînes de montagnes en général. Il fit

(1) Mémoire présenté à la séance du 18 avril 1903.

ressortir les grands déplacements horizontaux subis par certaines couches sédimentaires, dans les collines de la Provence et dans les Alpes, et insista surtout sur la notion du pli couché. Autour de lui s'est groupée une école géologique nouvelle, recrutée surtout parmi les géologues de la France et de la Suisse, qui a fait faire des progrès considérables à la géologie tectonique des Alpes et des chaînes de montagnes en général. Mais il convient de réserver une place à part au grand maître de la tectonique, dont le génie, servi par une vaste érudition, n'a pas rencontré de pair; nous avons nommé M. Suess.

Laissant de côté les savants travaux de M. Heim sur la formation des montagnes, nous nous occuperons surtout des travaux récents de M. Lugeon, parce qu'ils tendent à donner au principe du chevauchement des couches terrestres superficielles toute sa valeur. Nous devons également citer ici le nom de M. Schardt, qui, le premier, a insisté sur le rôle des chevauchements dans la géologie alpine.

M. Lugeon a commencé par l'étude des Alpes de la Haute-Savoie, où il a reconnu l'indépendance tectonique du massif de la Brèche, qui repose soit directement, soit par l'intermédiaire du Flysch, sur les Préalpes, constituant la chaîne bordière du groupe alpin et se continuant, par delà le Rhône, sous le nom de Préalpes romandes, et au delà par les montagnes des Klippes, jusqu'à la nappe couchée du Falknis; tandis que le massif superficiel de la Brèche trouve son homologue dans le massif de la Hornflüh et la nappe du Rhätikon. C'est l'extension de cette homologie qui a amené M. Lugeon à concevoir le massif de la Brèche et celui des Préalpes comme faisant partie de vastes nappes couchées qui auraient autrefois couvert toute la Suisse alpine. Ces nappes, dont on peut admettre un nombre plus ou moins grand, prennent naissance en arrière vers la partie centrale de la zone alpine, où, par l'intermédiaire de racines, elles se rattachent aux masses encore situées dans la profondeur; en avant les plus superficielles passent même par-dessus les massifs cristallins de la première zone alpine. Il faut, d'un autre côté, admettre que d'autres nappes superposées ont autrefois recouvert celles encore existantes aujourd'hui. Elles ont été enlevées par l'érosion, qui, en outre, a déjà profondément entamé le massif de la Brèche.

Nous nous bornerons à donner le schéma par lequel se trouve expliquée la position relative des différentes nappes couchées et nous renverrons au travail si intéressant du géologue suisse pour l'étude détaillée du problème. Nous ne discuterons pas non plus le processus tectonique de la formation des nappes couchées sous l'action de la

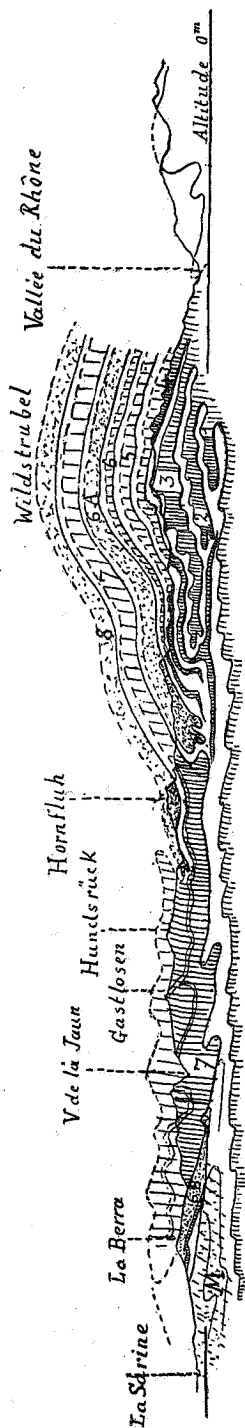


Fig. 1. — Coupe schématisique du front nord de la chaîne alpine à travers les Hautes-Alpes bernoises et les Préalpes, d'après M. Lugeon (1).

1. Pli couché de la Dent de Morcles, en profondeur;
2. Nappe des Diablerets, en profondeur;
3. Nappe du mont Gond-Wildhorn (nappe probable du pli supérieure de Glaris, dans l'hypothèse du pli unique);
4. Nappe inférieure de la zone interne;
- 5-6. Autres nappes de la zone interne;
- 6A. Nappe probablement indépendante du Flysch du Niesen;

6B. Zone extrême formée par un Flysch spécial contenant des écaillés et blocs, arrachés probablement à la zone interne;

7. Nappe des Préalpes médianes;

8. Nappe de la Brèche;

M. Molasse, dont la pénétration, vers le Sud, est d'une longueur inconnue.

Le double trait dans les Préalpes médianes indique les contournements du Malm. Les vides laissés entre les Nappes ne sont là que pour faciliter la lecture du dessin.

Échelles des hauteurs et des longueurs semblables.

(1) *Bull. Soc. Géol. de France*, 4^e sér., t. I, p. 773, 1904.

force tangentielle, sur laquelle l'auteur n'insiste relativement que très peu. Tout son effort se porte sur la reconnaissance des différentes nappes couchées et au rattachement de chacune d'elles à une racine indépendante. Il est parvenu à montrer que l'une des nappes couchées, qui, aujourd'hui, forme, par ses replis, la plus grande partie de la Dent-du-Midi, et surtout des Diablerets, du mont Gond-Wildhorn et du Wildstrübel, peut se poursuivre en arrière dans le bassin du Rhône, passant par l'espace, relativement profond, situé entre le mont Blanc et le Finsteraarhorn.

M. Lugeon fait ressortir à toute évidence que, sur tout le pourtour des Alpes vers l'extérieur, règne une homologie très marquée, qui se traduit par la forme des plissements, la nature des chevauchements et par la succession tectonique des couches stratigraphiques qui forment les chaînes subalpines. Quand on a lu son travail, on ne peut plus douter de la possibilité du déplacement d'un grand nombre de montagnes de la Suisse, et surtout on reste pénétré de l'importance de la notion nouvelle qu'il a introduite dans la géologie dynamique, celle du chevauchement, et, comme extension de celle-ci, la transformation en nappes couchées, des plis plus ou moins obliques, rattachés aux profondeurs du sol par leur racine, et dont elles se trouvent parfois séparées, soit par l'exagération de la poussée en avant, soit par le travail de l'érosion, accompli depuis leur formation. C'est ainsi que les couches profondes surtout, relativement moins dérangées, gardent leur parallélisme et leur homogénéité, reposant sur les contours si compliqués des Préalpes, et que les mêmes couches, si contournées, peuvent se poursuivre depuis la Dent-du-Midi, à travers les Préalpes, jusqu'à la périphérie. Il paraît évident qu'à la suite d'un accident géologique quelconque, le massif de la Brèche a été déposé sur le massif des Préalpes.

C'est sur la continuité des nappes alpines en arrière, vers la zone centrale, que l'auteur insiste spécialement, et le schéma qu'il en établit l'oblige à rechercher leurs racines d'autant plus en arrière que les nappes sont plus superficielles, de sorte que le bord périphérique des Alpes serait formé par des matériaux qui auraient surgi de l'intérieur de l'arc alpin. Il me semble que nous rencontrons là le point faible de la théorie, surtout si on veut l'étendre tout entière au système alpin, car en la poussant ainsi à l'extrême, nous arrivons à la conclusion que la plus grande partie des masses alpines, encore plus considérable avant l'érosion, aurait dû surgir de l'aire relativement étroite de la zone alpine centrale. En outre, la formation de nappes couchées

supposant l'action de nappes superposées qui auraient maintenu l'aplatissement des nappes inférieures pendant le mouvement en avant, on a fait observer à l'auteur que les couches supérieures, qu'il suppose enlevées par l'érosion, auraient bien dû lui rendre le service de laisser quelques témoins de leur existence antérieure.

Mais nous n'insisterons pas sur le côté faible de la théorie, car la valeur de celle-ci ne réside pas dans l'hypothèse qu'il a dû construire pour l'établir et l'expliquer. Nous préférons montrer combien la notion du chevauchement a éclairé le problème géologique alpin. On ne serait jamais parvenu à le résoudre si on avait continué à supposer les couches à l'état de repos et occupant encore la place où elles s'étaient déposées.

Si nous admettons les chevauchements alpins, il convient toutefois de ne pas oublier la conception des masses cristallines ou des horsts, dont M. Suess a montré l'existence, en même temps qu'il a fait ressortir le rôle important qu'ils ont joué dans la formation des chaînes alpines. L'action des horsts périphériques et, comme conséquence de celle-ci, le chevauchement des couches sédimentaires et le soulèvement concomitant, voilà les grands facteurs dont il faudra tenir compte pour tirer des conclusions exactes des travaux géologiques, tant stratigraphiques que tectoniques, qui s'accumulent dans des proportions effrayantes et qui ne pourront être utilisés que si on leur applique des principes généraux permettant de les coordonner et de les mettre à leur place dans l'histoire géologique du globe.

Avant de passer à l'application de ces vues à la géologie alpine, nous tenons à signaler les travaux si féconds de MM. Kilian, Haug et Termier sur les Alpes françaises et leurs importantes observations sur les chevauchements subalpins. Ils ont contribué, pour une grande part, à la démonstration de ce fait si important, que le chevauchement se fait périphériquement tout le long des Alpes, qu'il suit par conséquent une direction au Sud d'abord, et passant successivement au Sud-Ouest, à l'Ouest, au Nord-Ouest et au Nord, et nous verrons ce mouvement périphérique se propager en suivant la direction des Carpathes et des Alpes de Transylvanie.

D'un autre côté, leurs levés géologiques, venant se relier à ceux des géologues suisses, ont montré l'homologie remarquable qui règne tout le long du front des Alpes et qui, pour des dépôts du même âge, passe parfois à des identités de facies. Enfin, il existe une entité tectonique que M. Haug a surtout étudiée : celle du géosynclinal périalpin ; il a montré les caractères océanographiques des différents dépôts qui

s'y sont déposés, reconstituant ainsi, au moins partiellement, l'histoire géologique de la région alpine avant le soulèvement de la chaîne tertiaire.

Pour les Alpes orientales et pour les Carpathes, nous devons rendre hommage aux travaux d'une érudition si remarquable et si consciencieuse de MM. Diener et Uhlig, sans le secours desquels il nous aurait été impossible de nous rendre compte de la structure de la partie orientale du groupe alpin. Et quant à nous, si nous nous permettons, dans ce grand débat, d'émettre timidement une opinion, ce n'est pas que nous croyions pouvoir nous mesurer avec ces savants éminents, mais en étudiant leurs travaux, nous avons été frappé par des faits qui paraissent avoir échappé à leur attention; et si nous nous permettons de les signaler, nous le faisons dans l'espoir qu'un géologue, disposant d'une science plus complète, voudra bien relever l'argument et le faire servir à la solution du problème.

Nous avons insisté tantôt sur l'importance des deux facteurs de la géologie alpine : les chevauchements et l'influence tectonique des massifs cristallins de la périphérie alpine. La forme de ces masses et leur position relative, si bien étudiées, au moins dans leurs contours superficiels, par M. Suess, permettent de déduire des conclusions sur la nature et sur la forme des chevauchements qui affectent les couches sédimentaires situées entre elles. Nous savons que ces masses présentent une certaine indépendance les unes des autres, qu'elles jouissent d'une certaine mobilité et que, par leur déplacement, elles peuvent réagir sur les couches voisines. M. Suess ne leur reconnaît, il est vrai, qu'une certaine force de résistance. Cependant, nous citerons, comme preuves de leur mobilité et de leur déplacement plus ou moins limité, la fracture des horsts rhénans, l'effondrement périphérique de leurs bords, les failles qui traversent tout le Plateau central, les transgressions marines qui ont envahi les horsts à plusieurs reprises, au moins en partie, et, comme conséquence de leur mobilité et de leur indépendance tectonique, nous constatons la situation géographique spéciale de l'Europe, composée d'îles sur son bord oriental et méridional et de presque îles se rattachant les unes aux autres plutôt qu'à une masse centrale; la Russie même ne fait pas exception à cette loi, car elle est bordée par quatre mers indépendantes, et elle ne communique avec les autres parties du continent et avec l'Asie que par des parties encore occupées par la mer à la fin du Tertiaire.

Cet état de morcellement si remarquable de l'Europe nous permet de nous rendre compte de l'état de division de son substratum cristallin,

et l'on peut dire que l'on ne rencontre guère de régions continentales aussi morcelées à la surface du globe. Il semble donc légitime de faire jouer un rôle actif aux horsts cristallins. Mais immédiatement nous nous butons contre l'idée si généralement reçue de la poussée des Alpes vers le Nord, ou mieux vers la périphérie, puisque l'arc alpin, étendant sa courbe spiralée convexe vers l'extérieur, semble s'opposer à l'idée de sa formation par suite d'une force périphérique dirigée vers les régions centrales. Ce sont surtout les chevauchements, dont M. Lugeon a si bien montré la réalité, qui semblent ne pas laisser de place pour une autre explication que celle qui nous montre les Alpes se modelant à la périphérie contre les horsts immobiles.

Mais c'est cette action, dirigée vers la périphérie, qui nous fait hésiter à accepter la théorie généralement admise. Très plausible pour une direction unique, elle cesse de nous satisfaire dès que nous nous rendons compte que la force périphérique, dirigée au Sud dans la région de Nice et de Gênes, au Sud-Ouest dans la Provence et plus loin à l'Ouest, au Nord-Ouest dans la Savoie, passe graduellement au Nord dans la Suisse et dans le Tyrol, puis de nouveau au Nord-Ouest dans les Carpathes occidentales, jusqu'au sommet de la courbe formée par cette chaîne, et à partir d'ici se porte à l'Est, pour achever le tour du cercle, à la rencontre des Carpathes orientales et des Alpes de Transylvanie. Nous ne parvenons pas à trouver de force tectonique qui, partant du centre de la zone alpine, puisse exercer son action suivant les différents rayons du cercle et paraisse, si nous pouvons en juger par la nature des chevauchements, produire des effets d'autant plus marqués qu'elle s'éloigne davantage de son centre. Devant cette difficulté, il nous a semblé qu'il fallait poser le problème sous une forme nouvelle.

L'action tangentielle, qui n'est que l'expression de la force contractile à la surface du globe, agit de toutes parts sur un point donné de celle-ci en se neutralisant; mais si cet équilibre vient à être rompu, les poussées se déchainent de la périphérie vers le centre, et les forces tectoniques mises en jeu poussent devant elles les roches, de sorte que les plissements qui en résultent, avec les chevauchements et les fractures consécutives, constituent les chaînes de montagnes. Ceci revient à dire, pour les Alpes, que les massifs ou les horsts de la périphérie n'agissent pas comme môles résistants. Malgré leurs énormes dimensions, tant en profondeur qu'en surface, les forces tectoniques les mettent en mouvement, et bien que nous les voyions dominer l'histoire géologique des contrées qui les entourent, depuis les premiers temps de la sédimentation, le temps parvient à les affecter tout comme les masses

plus petites. Non seulement leurs dimensions se réduisent peu à peu par suite de l'effondrement des bords, mais le peu que nous savons de l'histoire de la formation des océans nous montre qu'ils finissent par disparaître peu à peu, recouverts d'abord par les flots de l'océan, puis par les couches sédimentaires qui se forment sans cesse pendant le cours de l'évolution de la surface terrestre. Car les horsts ne produisent pas seulement, par leur déplacement, le comblement des bassins profonds qui tendent à se former entre eux en faisant chevaucher les couches sédimentaires qui s'y sont déposées, mais ils servent aussi de support à de grandes étendues de ces mêmes couches qui, ici, gardent leur position de repos, souvent même presque tout à fait horizontales. Celles-ci se sont généralement déposées dans des bassins peu profonds et finissent par émerger au bout d'un temps relativement court; c'est alors que l'érosion subaérienne les attaque et peut les faire disparaître complètement, augmentant de cette façon l'importance des lacunes que l'on constate dans ces séries sédimentaires.

Mais, malgré toutes ces considérations, il n'en est pas moins vrai que les chevauchements du Flysch des Préalpes, du massif de la Brèche, des anticlinaux constatés loin en arrière dans la zone médiane des Alpes, sont dirigés vers la périphérie, et il semble que l'action périphérique des horsts cristallins vers la région centrale aurait dû renverser l'ordre de choses constaté dans toute l'étendue des Alpes; les masses cristallines auraient dû pousser tout l'ensemble alpin devant elles pour l'accumuler au centre. Cette manière de concevoir l'action des forces périphériques provient surtout de l'expression généralement acceptée, « la force tangentielle », donc mathématiquement parallèle à la surface du globe. Mais nous devons nous rappeler que cette force tangentielle n'est que l'expression de la force contractile du globe, combinée avec celle de la pesanteur; de sorte que la résultante ne sera pas exactement tangentielle, elle sera plus ou moins inclinée vers le centre de la terre, et les horsts cristallins de la périphérie, en tendant à se rapprocher, seront entraînés peu à peu dans une direction oblique au rayon terrestre correspondant. En même temps que les masses cristallines tendent à se rapprocher les unes des autres, les couches qui les recouvrent, pour suivre ce mouvement, se plissent et finissent par chevaucher les unes sur les autres, et le sens de ce mouvement de chevauchement est surtout dirigé vers la périphérie, parce que c'est de ce côté de la surface qu'il rencontre le moins de résistance. C'est ainsi que l'arc alpin, dans toute son étendue, depuis Gênes jusqu'à l'extrémité des Carpathes orientales, se trouve chevauché vers l'exté-

rier, et c'est ainsi que le mouvement de chevauchement atteint son maximum d'effet à la périphérie; et même pour les Carpathes, comme nous le verrons plus loin, le mouvement de plissement est limité à la périphérie, n'occupant que la largeur de la bande montagneuse.

Nous dirons donc que le chevauchement alpin, provoqué par le rapprochement des horsts périphériques, s'est produit dans un sens contraire à la tendance centrale de ceux-ci, pendant qu'ils descendent plus profondément vers un centre commun; que ce mouvement des horsts, favorisé par des conditions que nous exposerons plus loin, est l'expression de la contraction géologique du globe, et nous ajouterons accessoirement que les masses sédimentaires couchées à la surface des tables cristallines ne participent pas aux plissements consécutifs aux mouvements, comme les couches sédimentaires situées entre les horsts, et celles-ci se soulèvent par suite du resserrement de l'espace qu'elles occupaient d'abord.

En résumé, les mouvements de plissement et de chevauchement des couches superficielles, l'action exercée sur celles-ci par les masses cristallines, peuvent s'expliquer par une action tectonique qui agit partout à la surface du globe et qui provient à la fois de l'action de la pesanteur et de la contraction des couches superficielles de la croûte terrestre sous l'effet du refroidissement géologique. On a souvent invoqué ce que l'on a appelé la force tangentielle, mais cette dénomination nous paraît inexacte, parce qu'elle n'exprime qu'une composante théorique de la force tectonique centripète, celle qui, agissant périphériquement de tous côtés sur une surface donnée, se neutralise par cela même, tandis qu'elle entre en jeu dès que l'équilibre est rompu; mais en même temps se produit l'action de la deuxième composante, celle à direction centripète, le long du rayon terrestre.

Pesanteur et contraction des couches superficielles; force tectonique prépondérante.

Quand on s'est mis à rechercher les causes qui ont présidé à la formation des Alpes, on s'est préoccupé tout d'abord du caractère qui frappe le plus, et l'on s'est demandé comment ces immenses masses ont été soulevées à de si grandes hauteurs. L'explication paraît d'autant plus difficile, que la théorie physique du globe nous montre comme force tectonique prépondérante l'action de la pesanteur jointe à celle de la contraction superficielle, et que celle-ci agit en sens inverse du soulèvement, c'est-à-dire vers le centre de la terre, le long de la direc-

tion du rayon terrestre. Nous savons, d'autre part, que c'est le refroidissement de l'écorce terrestre, en même temps que la pesanteur, qui produisent la contraction des couches refroidies. Si maintenant nous admettons que, par suite de circonstances qui restent à déterminer, un espace quelconque de la surface terrestre se refroidit plus rapidement, ou bien si en un point donné la contraction de l'écorce peut se faire plus facilement, l'équilibre des forces tangentielles, qui se neutralisait à la surface, sera rompu, et il s'y produira un tourbillon analogue à ceux que nous voyons se former à la surface des liquides en mouvement. Les parties superficielles de la surface seront entraînées vers le centre de la terre en suivant des lignes que nous pouvons comparer aux radiants d'un cyclone de l'atmosphère, et sur la surface intérieure de ce tourbillon, nous verrons se former des rides courbes se dirigeant toutes vers un centre commun.

Nous savons bien que ce schéma hypothétique ne se réalise nulle part d'une façon apparente à la surface terrestre, mais nous nous sommes demandé s'il n'existait pas une relation entre les affaissements, avec les effondrements consécutifs si importants qui se sont produits et se produisent encore à la surface de la terre, d'un côté, et les chaînes de montagnes qui sont situées dans leur voisinage, d'autre part. Ce sont ces relations que nous nous proposons de rechercher aujourd'hui, du moins en limitant ce problème, trop vaste, aux relations qui pourraient exister entre le système alpin et les affaissements de la région méditerranéenne voisine.

Fréquence et importance des affaissements alpins.

Lorsqu'on étudie les travaux des auteurs qui traitent de la géologie des Alpes, on constate qu'il est souvent question d'affaissements et d'effondrements, que ceux-ci se sont succédé à diverses époques, que la plupart se confondent par les bords, et qu'il est probable que la région alpine, ainsi que la région méditerranéenne, ont été de tout temps le siège d'affaissements lents, sinon d'effondrements brusques, et que ces derniers peuvent avoir succédé aux premiers. De l'étude de ces affaissements est résultée pour nous la conviction que le soulèvement des Alpes et les affaissements qui se sont produits, tant à l'intérieur de la région alpine qu'à sa périphérie, constituent deux ordres de phénomènes connexes et que tous deux dépendent de l'action de la pesanteur, ou, pour être plus précis, que c'est grâce à l'affaissement et à l'effondrement de certaines parties de la zone alpine, tant à son

centre qu'à sa périphérie, que le ridement alpin a pu se produire par suite du déplacement des parties non affaissées vers le centre des affaissements. Il nous a semblé que les géologues, qui nous ont fourni des renseignements si précieux sur les effondrements et les affaissements de la région alpine, n'ont pas suffisamment mis en lumière toute l'importance de ce facteur tectonique, et que l'étude systématique de celui-ci pourra contribuer à la solution du problème de la formation des Alpes.

On sait que celles-ci occupent le bord septentrional de la mer Méditerranée, mer ancienne, géologiquement parlant, et que celle-ci a été le siège, surtout à l'époque tertiaire, d'effondrements que nous pouvons reconnaître, encore aujourd'hui, comme des bassins séparés bathymétriquement et qui présentent encore tous des bords échancrés par des effondrements plus ou moins récents. Nous savons aussi que tous ces bassins n'ont pas le même âge, et les moins profonds sont ceux qui se trouvent dans le voisinage des Alpes. Ce sont ces bassins, maintenant presque entièrement comblés, qui ont joué le principal rôle dans la formation des Alpes. L'étendue de la mer Méditerranée et sa profondeur nous permettent d'affirmer que si l'érosion pouvait réduire l'emplacement des Alpes à l'état de pénéplaine, tous les matériaux qui en proviendraient ne pourraient combler qu'une faible partie du bassin marin, et, par conséquent, l'affaissement de la zone marine dépasse de beaucoup en importance celui du soulèvement des masses continentales.

Arc alpin.

Avant de décrire les affaissements, il convient de dire comment nous comprenons l'arc alpin que nous soumettons à l'étude, car on verra plus loin qu'il faut considérer le problème dans son ensemble pour pouvoir lui donner une solution rationnelle. L'arc alpin se compose de deux moitiés : les Alpes proprement dites et les Carpathes; les relations que ces deux groupes de chaînes présentent entre eux font supposer une origine commune. Les Alpes proprement dites se divisent généralement en Alpes occidentales, qui comprennent les Alpes franco-italiennes et les Alpes suisses, et les Alpes orientales, ou Alpes du Tyrol et de l'Autriche. Du côté oriental, nous trouvons les Carpathes proprement dites et les Alpes de Transylvanie. Si nous suivons le bord externe des Alpes occidentales, nous décrivons une courbe spirale qui commence à Gênes et vient aboutir à Vienne. A partir de ce point,

l'arc alpin, un instant interrompu, prend une ampleur plus grande, tout en se rétrécissant en largeur, jusqu'à ce que, brusquement, la chaîne des Alpes de Transylvanie se replie pour prendre une direction équatoriale d'abord, puis méridienne, pour aboutir au défilé du Danube, dans la plaine de Valachie. Chaque moitié du système alpin représente donc une moitié symétrique de l'autre, sauf que l'arc occidental est beaucoup plus petit que l'arc oriental. De chaque côté de l'arc vient se rattacher une chaîne secondaire, le Balkan Hemus du côté oriental, chaîne beaucoup plus ancienne que l'arc alpin, mais qui rentre cependant dans l'alignement du bourrelet plissé qui limite le continent au Sud vers la zone méditerranéenne. Le Balkan Hemus, coupé transversalement par la mer Noire, se continue, sous le niveau de celle-ci, par une côte très raide, qui descend de — 200 à — 1 000 mètres vers la chaîne basse de la Crimée et le Caucase. Du côté occidental, les Apennins, continuant d'abord l'inflexion en dedans de la chaîne alpine, se recourbent au Sud-Est à partir de Gênes pour s'incurver encore dans la Calabre et en Sicile, en contournant la mer Tyrrhénienne. Nous pouvons le dire dès maintenant, les deux extrémités de l'arc paraissent être les parties les plus récentes de la chaîne alpine, au moins dans sa forme actuelle, puisque les terrains pliocènes récents ont pris une grande part à leur plissement. Les Apennins s'étendent entre plusieurs affaissements; ceux au Nord-Est sont en partie comblés, ceux du Sud-Ouest, la mer Tyrrhénienne, sont beaucoup plus profonds.

Aux deux angles extrêmes de l'arc alpin proprement dit, c'est-à-dire dans l'angle intérieur formé par le recourbement brusque de l'arc, se trouve un pays montagneux, les collines de Turin pour le Piémont, les montagnes de Siebenbürgen pour les Carpathes.

A ces deux angles extrêmes, de chaque côté à l'extérieur de la chaîne, correspond une zone d'affaissement dans laquelle les pointes de l'arc alpin paraissent s'engager; ce sont la mer de Ligurie à l'Occident, l'affaissement moldo-valaque à l'Orient, prolongement, aujourd'hui comblé, de l'affaissement de la mer Noire.

Avant de passer à l'étude du rôle joué par les affaissements dans les plissements alpins, nous sommes heureux de pouvoir citer une phrase de l'éminent maître, M. Gosselet, que nous avons trouvée dans l'ouvrage de M. Suess, et qui se rapporte aux chevauchements du bassin houiller belge. « La cause du ridement réside dans l'affaissement des parties centrales du bassin et dans le relèvement relatif des bords avec glissement des couches les unes sur les autres. L'affaissement lui-même est une conséquence du retrait constant de la croûte terrestre. » Cette

phrase nous a servi de guide dans l'étude que nous avons faite des travaux des géologues qui se sont occupés de chevauchements, et il nous a semblé que ceux-ci ne tenaient pas assez compte de l'affaissement central du bassin au-dessus duquel le chevauchement s'était avancé. Nous nous proposons de passer en revue quelques exemples classiques de chevauchement et d'en déduire les conclusions qui nous paraissent de nature à éclairer la théorie de la formation des Alpes.

Pli du Beausset.

Prenons d'abord l'exemple, simple et classique, du pli du Beausset en Provence, cité par M. Marcel Bertrand. Sur la coupe longitudinale qu'il en a donnée, nous constatons un bassin central affaissé; le synclinal ainsi formé contient du Crétacé supérieur et de l'Éocène; ces couches ont été repliées dans le même sens que les couches carbonifères du bassin houiller belge, dont le fond du synclinal pointe au Sud. Par-dessus le synclinal, comblé et aplati, s'est avancé, venant du Sud, un pli couché constitué par les terrains du Muschelkalk, au centre de l'anticlinal revêtu par les marnes irisées et l'Infralias. Une faille inclinée au Sud sépare le synclinal et l'anticlinal. La cause de l'affaissement du bassin du Beausset nous paraît devoir être cherchée dans la proximité du bassin de la Méditerranée, qui constitue la zone d'attraction pour les affaissements périphériques; seulement, au moment où le pli du Beausset s'est formé, le prolongement occidental de la chaîne des Maures existait encore, et c'est lui qui a fourni la force de résistance ayant produit le refoulement du pli superficiel au-dessus du bassin d'affaissement vers le Nord. On retrouve du reste dans cette région les traces d'autres affaissements avec production de plis couchés. M. Marcel Bertrand cite quelques exemples remarquables de ces plis aux environs de Saint-Zacharie; il conclut que « la Provence est un pays plissé où les plis, parallèles en gros, à la bordure des Maures, décrivent une série de sinuosités, où chaque pli anticlinal se déverse sur le synclinal qui lui fait suite au Nord ». Vers l'Est, on constate la continuation de ces plissements et de ces chevauchements jusqu'aux environs de Draguignan, où l'influence de la chaîne des Maures, située au Sud, a pu se faire sentir dans la formation des plis dans la zone calcaire subalpine. En terminant, nous ferons observer que le pli couché du Beausset est resté simple et a gardé sa position horizontale, parce qu'il n'a rencontré devant lui aucune force de résistance agissant en sens contraire

PLI DU BEAUSSET

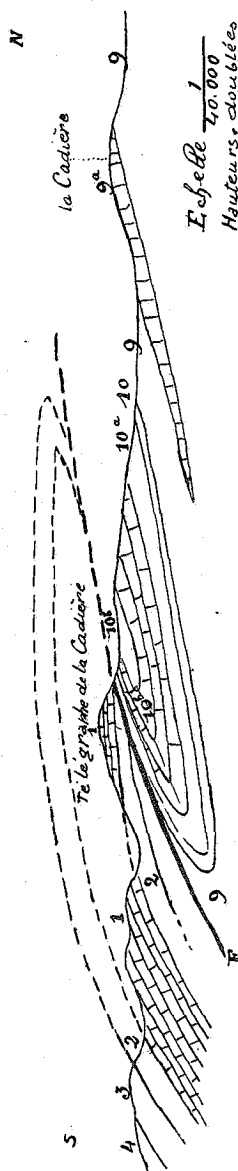


Fig. 2. — COUPE DES LAMBEAUX DE RECouvreMENT PASSANT PAR LE TÉLÉGRAPHE DE LA CADIÈRE (D'APRÈS M. BERTRAND).

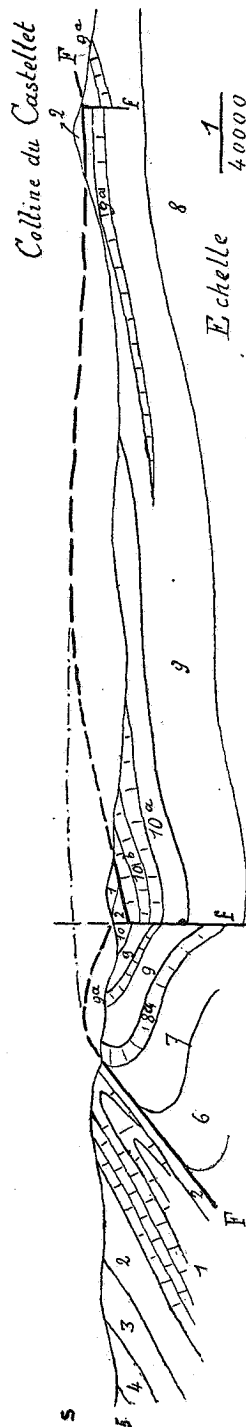


Fig. 3. — COUPE DES LAMBEAUX DE RECouvreMENT PASSANT PAR LA COLLINE DE CASTELLET (D'APRÈS M. BERTRAND).

1. Muschelkalk.
2. Marnes irisées.
5. Infralias.
4. Lias.
5. Bajocien.

6. Néocomien et Urgonien.
7. Aptien.
8. Sables turoniens.
- 8^a. Calcaire à *Hippurites cornuacinum*.
9. Sénonien.

- 9^a. Calcaire à Hippurites.
- 10^a. Valdornien (couches à Mélanopsis).
- 10^b. Fuvelien (couches à Cyrènes).
- FF. Grande faille.
- ff. Failles secondaires.

de la poussée de la partie aujourd'hui effondrée des Maures, et il n'y a eu dès lors, de même que dans le bassin houiller, qu'un simple recouvrement du bassin affaissé.

Chevauchements de l'Atlas.

Passons maintenant à un autre exemple, qui se produit dans une région beaucoup plus étendue et où les conditions du chevauchement tectonique sont beaucoup plus compliquées. Il s'agit du contournement de l'Atlas par le détroit de Gibraltar et de son passage à la chaîne bétique. Nous suivrons, point par point, la description de M. Suess. Dans les chaînes du Nord de l'Afrique se suivent une série de zones parallèles : la première du côté de la mer est formée par une série d'îles volcaniques, la deuxième représentée par une série de presqu'îles présentant des lambeaux de fragments de gneiss, de granites et de schistes anciens. Les assises schisteuses sont recouvertes par des conglomérats et des grès de teinte rouge, que l'on a considérés comme carbonifères ou permien. Puis on voit s'élever à une grande hauteur les bastions abrupts de la chaîne calcaire plissée qui s'étend au Sud jusqu'au Hodna et même jusqu'au Sahara. Nous voyons donc que la zone cristalline du côté de la mer a disparu presque complètement par effondrement; mais avant de disparaître, elle a contribué au plissement et à la poussée des couches calcaires au Sud ou vers l'intérieur des terres.

Nous trouvons ici des conditions qui rappellent celles du pli du Beausset, mais en disposition symétrique à un centre commun, la Méditerranée, qui sépare les deux zones d'affaissement. Des affleurements de roches volcaniques jalonnent le bord de l'effondrement qui, en Afrique, comme sur la côte occidentale de l'Italie, semble s'être décomposé en une série d'effondrements circulaires, les promontoires séparatifs représentant les derniers témoins de la zone ancienne.

Chevauchements bétiques.

Traversons maintenant le détroit vers la Cordillère bétique. Nous éloignant de la Méditerranée vers l'intérieur des terres, nous rencontrons d'abord une suite de formations volcaniques récentes, depuis le cap Gata jusqu'au cap de Patos, puis une bande dirigée Est-Nord-Est de schistes anciens, comprenant le massif de serpentine de la Serrania de Ronda et les roches anciennes qui l'accompagnent. L'élément le

plus remarquable de cette zone est la Sierra Nevada; elle s'étend de Malaga au cap de Patos. Puis vient une zone de calcaires mésozoïques et de dépôts éocènes qui se poursuivent du rocher de Gibraltar, où nous avons signalé une forte inflexion des couches, par la partie septentrionale de la Serrania de Ronda, et de la Sierra Sagra jusqu'à la province d'Alicante. Plus en dehors s'étendent les dépôts tertiaires plissés de la plaine du Guadalquivir, enfin vient le fleuve lui-même et de l'autre côté se dresse la Meseta. Nous avons ici, dit M. Suess, à quelques différences locales près, la même succession de zones que dans le Nord de l'Afrique. La chaîne bétique tourne vers la Méditerranée son bord interne effondré, le long duquel se sont fait jour des éruptions volcaniques; son bord externe plissé est tourné vers la Meseta.

Les travaux récents de MM. Douvillé et Nicklès sur la zone subbétique, ou zone des calcaires plissés, confirment les charriages du Sud au Nord depuis Jaën jusqu'au cap de la Nao. La zone plissée s'étend probablement sur une surface de 350 kilomètres de longueur et de près de 100 kilomètres de largeur, et la moitié au moins de cette surface présente les traces de charriage intense, dirigé du Sud au Nord. Nous attirons spécialement l'attention sur ce point qu'au Nord de l'affaissement méditerranéen le charriage est dirigé du Sud au Nord, alors que la zone plissée d'Afrique présente ses charriages dirigés en sens contraire, vers l'intérieur des terres, comme dit M. Suess.

Atlas algérien.

Nous passons maintenant à une description très intéressante, que M. Savornin vient de communiquer à l'Académie des Sciences de Paris, d'une partie de l'Atlas africain. Au Nord du Schott el Hodna, les deux chaînes qui constituent celui-ci, venant de l'Ouest, convergent pour former la chaîne unique qui se dirige vers la Tunisie et la Sicile. La chaîne méridionale, ou Atlas du Sahara, ne laisse voir que du Néocomien, du Turonien et du Sénonien; le Jurassique supérieur n'apparaît que dans quelques dômes plus accusés. L'Atlas du Tell, au Nord, a une structure beaucoup plus compliquée et présente la série de tous les étages connus, depuis les schistes les plus anciens jusqu'au Pliocène le plus récent. Au Nord de l'Hodna, on rencontre l'Éocène et le Miocène inférieur, alors qu'on ne le rencontre plus vers le Sud. Le Miocène inférieur, appelé ici Cartennien et qui correspond au premier étage méditerranéen de M. Suess, débute constamment par une formation

littorale, ce qui a permis à M. Savornin de reconnaître les contours du rivage de la mer miocène inférieure. Il a pu établir que la constitution des dépôts sédimentaires supérieurs décèle leur déposition dans un synclinal en voie d'affaissement continu. Or, ce Miocène inférieur, ou Cartennien, participe à des plissements considérables, tout en étant superposé à la structure, relativement simple, qui est commune aux deux chaînes du Sahara, mais se retrouvant intacte dans la chaîne méridionale ou Atlas du Sahara. Dans l'Atlas du Tell, les anciens plissements ont été déformés, exagérés, et en outre il y a eu des chevauchements considérables. Au Sud du massif à chevauchements, les dépôts miocènes sont restés absolument tranquilles, et l'on y voit le rivage de la première invasion marine presque exactement repéré par la courbe de 1 000 mètres.

Il y a donc eu ici deux affaissements successifs : le premier a eu lieu du Crétacé supérieur à l'Éocène inférieur, puis, sur le bord de cette même formation géosynclinale, entre l'Atlas du Sahara au Sud et l'Atlas du Tell au Nord, au Miocène inférieur (Cartennien), une nouvelle phase d'affaissement central vers le Nord, dans la Méditerranée actuelle, a produit le rétrécissement de la zone géosynclinale, une série de fractures et de chevauchements qui ont affecté la formation du Miocène inférieur, pendant que, de leur côté, le Sénonien et l'Éocène, affectés surtout dans la région du Tell, ont couché leurs plis vers le Sud, par suite de l'affaissement au Nord et recouvrant ainsi la zone d'affaissement périphérique ou le géosynclinal situé entre le Tell et l'Atlas du Sahara. En même temps, le bord le plus éloigné de la zone centrale s'est relevé, et, aujourd'hui encore, la ligne de 1 000 mètres indique la première invasion marine, sénonienne-éocène.

Nous avons tenu à résumer ce travail si intéressant, parce qu'il nous montre jusqu'où s'étend, au Sud de la Méditerranée, la zone d'activité tectonique qui, pendant le Miocène, a produit, au Nord du bassin d'affaissement, le soulèvement de l'arc alpin. Il nous permet aussi de conclure que les plissements et les chevauchements de la zone géosynclinale qui sépare les deux chaînes de montagnes et s'étend jusqu'au Maroc, sont dirigés au Sud. Leur disposition est donc symétrique de celle de la zone subbétique au Nord de la Méditerranée.

Affaissements entre l'Espagne, le Maroc et l'Algérie.

Si, maintenant, nous étudions la partie de la Méditerranée située entre l'Espagne au Nord, le Maroc et l'Algérie au Sud, par conséquent

à l'intérieur de l'ellipse décrite par le contournement de la chaîne africaine, passant à la chaîne bétique au Nord, nous trouvons un bassin elliptique, à grand axe transversal à la direction méridienne, profond de 1 000 mètres et séparé du bassin situé plus à l'Est et beaucoup plus étendu par un mur sous-marin plus ou moins bien conservé, s'étendant du cap de Très Forcas au Maroc, passant par les îles volcaniques Alboran et continuant jusqu'à la Punta de las Sentinas dans la province de Grenade. Le bassin situé à l'Est est beaucoup plus étendu et moins bien délimité; entre l'Algérie au Sud et les provinces de Grenade et de Murcie au Nord, il présente la même profondeur de 1 000 mètres. Ici une conclusion s'est imposée : c'est que nous avons affaire à un bassin d'effondrement, et dans ce cas la description de M. Suess, que nous avons résumée plus haut, montre que nous aurions ici un vaste cratère volcanique effondré, sur le bord duquel les massifs anciens de schistes cristallins sont presque complètement détruits par l'effondrement. Le bassin d'effondrement, du reste, paraît avoir été double. Des roches éruptives se sont fait jour par la déchirure du bord. Au Nord et au Sud de l'affaissement, et probablement sur tout son pourtour, un affaissement périphérique ou une fosse géosynclinale s'était formée. Par suite des progrès de l'affaissement, la force tangentielle des masses cristallines périphériques a produit le rapprochement des bords de la fosse géosynclinale périphérique, et par le chevauchement des couches sédimentaires qui s'y étaient déposées, la fosse s'est comblée peu à peu et la fosse centrale finirait par se combler à son tour si de nouveaux affaissements ne viennent pas augmenter l'étendue et la profondeur de la zone marine. Nous pouvons maintenant nous expliquer pourquoi les chevauchements bétiques sont poussés au Nord, tandis que les chevauchements africains tendent au Sud. La direction transversale au méridien de l'axe du bassin d'affaissement nous montre qu'il subit surtout la poussée Nord-Sud et que, à l'Est et à l'Ouest, ce sont les effondrements plus récents qui se sont produits. L'évolution tectonique de ce bassin se continue encore de nos jours, les sismes y sont fréquents, et nous rappellerons que le tremblement de terre de Lisbonne, quoique se rapportant à un autre bassin maritime, a eu son siège non loin du détroit de Gibraltar, et il y a à peine quelques mois que des tremblements de terre ont encore été signalés dans la baie d'Algesiras.

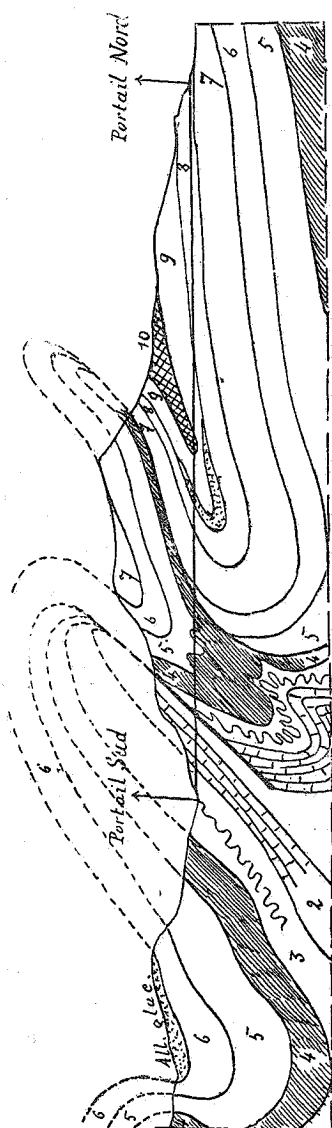
Tunnel de Böttzberg.

Allons chercher un nouvel exemple de tectonique alpine dans la zone alpine elle-même. Nous suivons, encore une fois, la description de M. Suess d'après un travail spécial de M. Moesch. Il s'agit du Böttzberg, qui est traversé par un tunnel de la ligne Bâle-Zurich, tout près du passage de l'Aar à travers le Jura. Nous rencontrons ici un synclinal de molasse miocène, dont le fond a été entraîné, comme le pli du Beausset, vers le Sud, dans la direction du fond du géosynclinal périalpin aujourd'hui comblé et représentant le plateau suisse; celui-ci à son tour ne représente qu'un affaissement périphérique à la zone centrale d'affaissement, la Méditerranée. Ce synclinal aplati repose sur le Jurassique supérieur en place sur le Jurassique moyen. La surface supérieure du synclinal aplati a été chevauchée, dans la direction du Nord, par le Jurassique moyen renversé sous le Jurassique supérieur, et celui-ci à son tour est chevauché par le Lias et le Trias, qui gardent leur parallélisme stratigraphique, offrant des exemples de chevauchements très compliqués, mais répondant, en général, à la disposition synclinale du Jurassique moyen et supérieur, ce dernier ayant servi de bassin synclinal aux formations miocènes.

Nous nous trouvons ici sur la lisière septentrionale du Jura, dont la chaîne la plus extérieure se présente sous la forme d'une voûte déjetée au Nord et reposant sur le bord du plateau jurassien par l'intermédiaire d'une série de couches renversées, la molasse miocène se trouvant ainsi pincée comme une sorte de ruban entre l'anticlinal déversé du Sud au Nord et le plateau qui s'incline doucement en sens inverse.

La région périphérique, ou région des plateaux, est occupée également par le Jurassique, qui forme ici et plus à l'Est du massif du Schwarzwald ce que l'on a appelé le *Tafeljura* ou Jura des plateaux, par opposition au *Kettenjura* ou Jura plissé. Nous nous trouvons donc ici au Nord de la limite de la région du plissement, au moins à partir de la période de formation des dépôts mésozoïques. La partie périphérique a gardé, comme dans les plateaux de Souabe et de Franconie, la position plus ou moins horizontale, et malgré l'affaissement considérable qui s'est produit dans ces régions, il n'y a pas eu chevauchement des couches superficielles; le massif du Schwarzwald et le massif de Bohême ont gardé leur position respective, comme le prouve l'absence de déplacement tangentiel des couches qui se trouvent entre eux à la superficie du sol. On a constaté, il est vrai, sur les bords du massif de

Bohême, des chevauchements des couches superficielles après le Crétacé, mais ils sont trop peu importants pour en tenir compte ici.



Echelle : $\frac{1}{25000}$

Fig. 4. — PROFIL DU JURA PAR LE TUNNEL DU BÖTZBERG (D'APRÈS F. MÜHLBERG).

1. Sel et anhydride.
2. Muschelkalk.
3. Keuper et Lettenkohle.
4. Couches à *Opalinus* et Lias.
5. Dogger inférieur. { Jurassique moyen.
6. — supérieur. {
7. Malm inférieur. { Jurassique supérieur.
8. — supérieur. {
9. Molasse inférieure.
10. — supérieure.

Cette opposition brusque entre le Jura plissé et le Jura tabulaire mérite d'attirer spécialement notre attention. Les dépôts jurassiques couchés sur les horsts cristallins qui entourent la zone alpine sont restés en repos sur ceux-ci. Les dépôts plus au Sud ont été impliqués dans les mouvements dont la zone alpine a été le siège et ont subi,

comme elle, les plissements parallèles à la direction des lignes tectoniques alpines.

Nous avons déjà, grâce au travail de M. Savornin, constaté une situation analogue au Sud de la Méditerranée. L'Atlas du Tell marque la limite méridionale de l'activité de plissements tectoniques au Miocène inférieur ou Cartennien, celui-ci correspondant à la phase finale de la période de formation tertiaire des Alpes. Plus au Sud du Tell, il y a bien eu quelques bombements crétacés éocènes, mais le mouvement était arrêté lors de la formation des Alpes, et il est probable que plus au Sud de l'Atlas, au Sahara, on retrouverait un régime de repos depuis le Mésozoïque, sinon depuis plus longtemps, analogue à celui du Jura tabulaire du Schwarzwald et de la Souabe. Nous voyons donc que, depuis ces régions au Nord jusqu'au Sahara, nous traversons une zone où l'activité tectonique a été intense depuis le Mésozoïque jusqu'à la fin de la période tertiaire et même jusqu'à nos jours. Depuis l'époque carbonifère, cette activité est allée en augmentant jusqu'au Miocène, époque finale du soulèvement des Alpes. Elle s'est traduite, pour ces dernières, par des plissements, des chevauchements, des soulèvements de chaînes de montagnes, mais à côté il y a eu des mouvements d'affaissement et d'effondrement beaucoup plus importants en étendue et en profondeur que le mouvement, plus apparent, des massifs soulevés et resserrés, et ce dernier n'est que la conséquence des mouvements qui, spécialement dans cette zone méditerranéenne, tendent vers le centre de la terre sous l'effort de la pesanteur et de la contraction continue de l'écorce terrestre.

Bassins d'affaissement méditerranéens et alpins.

Passons maintenant en revue les bassins d'affaissement de la zone méditerranéenne d'abord, et ensuite ceux qui sont en contact immédiat avec la zone alpine. On est généralement d'accord pour considérer la Méditerranée comme un ensemble de bassins d'affaissement. Ils ne présentent pas tous la même étendue ni la même profondeur. Ils sont du reste constamment en voie de formation et de disparition, c'est-à-dire que l'affaissement d'un côté, la sédimentation et le chevauchement de l'autre, se neutralisent mutuellement et ont maintenu l'existence de l'océan méditerranéen depuis les temps géologiques les plus reculés. Il résulte de ces transformations continues une certaine difficulté d'identifier les différents bassins d'affaissement pendant une durée géologique donnée, et l'on peut admettre que pendant leur

existence comme bassins maritimes, leurs bords sont constamment en voie de transformation. D'un autre côté, les bassins voisins ont une tendance à se confondre. Nous croyons que leur étude fournira des résultats très importants pour l'avancement de la science géologique.

Lorsque les auteurs qui s'occupent de géologie alpine mentionnent les affaissements, ils les considèrent généralement comme postérieurs aux mouvements de soulèvement des Alpes; et, en effet, les dépôts stratigraphiques accumulés dans ces bassins indiquent souvent un âge postérieur à ces mouvements tectoniques. On pourrait d'abord objecter que les dépôts qui se sont formés en premier lieu, entraînés au fond, ont été complètement recouverts; mais nous avons un autre argument à faire valoir. L'affaissement part de la profondeur et se propage peu à peu à la surface, par suite du déplacement des masses mobiles profondes. Il s'écoule un temps relativement considérable avant que la surface ne soit affectée, et les effets ne consisteront pas tout d'abord en des effondrements. Il est plus probable que le plissement et le chevauchement vers le centre du bassin affaissé précéderont l'effondrement, qui constitue ce que l'on pourrait appeler la période catastrophique du processus, et ce dernier ne paraît pas devoir se produire dans tous les cas, car il exige pour sa formation une grande extension des dimensions du bassin effondré, tant en surface qu'en profondeur.

La *mer de Ligurie*, qui n'est que le prolongement de la mer Méditerranée occidentale, pousse un golfe profond de 2000 mètres jusqu'au voisinage de Gênes, et, sur une carte géographique ordinaire, on peut déjà se rendre compte que l'effondrement ligurien a empiété à la fois sur la chaîne alpine et sur la zone des Apennins. D'après les travaux de M. Tornquist, nous pouvons conclure que cette mer est due à l'effondrement de l'ancienne chaîne des Maures qui se dirigeait vers le golfe de Gênes, ainsi que de la chaîne, de même constitution géologique, qui forme le bord occidental de la Corse et le bord oriental de la Sardaigne. Il y aurait donc eu là deux chaînes effondrées, qui se rejoignaient au golfe de Gênes; aujourd'hui encore, la ligne des profondeurs de 2000 mètres va tout droit de l'extrémité septentrionale de la Corse à la ville de Gênes et constitue le rivage oriental sous-marin du bassin profond de la mer de Ligurie.

La *mer Tyrrhénienne* est beaucoup mieux délimitée que la mer de Ligurie. La ligne de 1000 mètres suit très exactement le rivage de la Sardaigne, de la Corse, de l'île d'Elbe, de l'Italie et de la Sicile. Sur tout ce bord, on constate les traces de manifestations volcaniques, en grande partie éteintes pour le moment; cependant le Vésuve et les

volcans des îles Lipari sont encore en activité de nos jours. Ce bassin présente sa profondeur maxima de 3 750 mètres vers le centre du bassin et sur l'intersection des rayons qui se rendent au Vésuve et aux volcans des îles Lipari. Sur tout le pourtour, et principalement du côté de l'Italie et de la Sicile, on constate des golfes dont les courbes régulières empiètent sur les terres et indiquent des effondrements récents, et nous montrent que le bassin tend toujours à s'augmenter.

La *mer Ionienne* est située de l'autre côté de la chaîne des Apennins et du massif submergé qui fait communiquer la Sicile avec l'Afrique. Elle occupe la partie centrale de la Méditerranée et présente aussi les plus grandes profondeurs (4 000 mètres); elle communique librement avec la Méditerranée orientale, et avec l'Adriatique, par le détroit d'Otrante, dont la profondeur n'atteint pas 1 000 mètres. L'Etna occupe son rivage occidental.

Affaissements de l'intérieur de l'arc alpin.

Au Nord de ces affaissements océaniques, on rencontre un bassin que l'on pourrait appeler continental, d'abord parce qu'il est situé à l'intérieur du continent, ensuite parce qu'il ne présente pas les grandes profondeurs des autres bassins méditerranéens. On pourrait donc dire que l'Italie ne représente pas une péninsule au sens géologique du mot, puisque la mer Adriatique qui la sépare de la Vénétie et de la Dalmatie est presque comblée, du moins dans sa partie septentrionale; jusqu'au mont Gargano, la profondeur atteint à peine 100 mètres, sauf sur une petite zone transversale de 200 mètres de profondeur. Entre le mont Gargano et le canal d'Otrante, il y a une profondeur de 1 000 mètres. Au Nord, par contre, sur la ligne qui joint la presqu'île de l'Istrie au mont Conero, la profondeur ne descend pas en dessous de 50 mètres. Mais cette zone d'affaissement a été beaucoup plus étendue et plus profonde autrefois; elle se prolongeait par le Piémont, la Lombardie et la Vénétie jusque tout contre les Alpes. La mer du Flysch y a laissé ses dépôts, et sur son bord septentrional on trouve une zone de calcaires plissés, fracturés et chevauchant vers l'intérieur, auxquels M. Suess a donné le nom de système des Dinarides, par opposition au système alpin. Ce système des Dinarides remonte à l'époque mésozoïque et nous montre que l'affaissement adriatique, au moins par ses prolongements septentrionaux, existait très longtemps avant le Tertiaire, et qu'il présentait un âge correspondant à celui de la fosse périalpine extérieure. On trouve sur le

rivage de cette mer mésozoïque des Dinarides, des dépôts houillers terrestres, mais, depuis le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur, l'évolution de la zone d'affaissement interne a été la même que dans la zone d'affaissement périphérique. De part et d'autre, l'affaissement a suivi des oscillations répétées, et vers la fin de l'époque mésozoïque, une première réaction s'est produite : les murs qui séparaient l'affaissement central de l'affaissement périphérique ont cédé, il y a eu un premier resserrement accompagné de chevauchement, et les Dinarides se sont formés autour des deux affaissements centraux, celui du Piémont-Lombardie et celui de la Vénétie. Mais l'affaissement, un moment arrêté vers le Crétacé supérieur par suite du comblement momentané des bassins par les chevauchements, n'a pas tardé à reprendre avec une nouvelle vigueur, et c'est alors qu'avec la transgression oligocène, et même avant, a commencé la mer du Flysch ; le mouvement s'est tellement exagéré que la période catastrophique a débuté, pendant laquelle les Alpes ont été plissées et soulevées à l'état où nous les voyons aujourd'hui. Le système des Dinarides, situé sur les bords de l'affaissement tertiaire, a naturellement participé à ce nouveau mouvement ; les fractures, les chevauchements et les transformations métamorphiques s'y sont produits sur une grande échelle, en même temps que la plus grande partie du système était entraînée sous les dépôts tertiaires. Cependant les parties restées accessibles à l'étude géologique présentent encore deux systèmes de plissement distincts, et concentriques chacun autour d'un bassin d'affaissement ou d'effondrement, les deux ayant été confondus sous un nom commun. Nous distinguons l'affaissement du Piémont et de la Lombardie de celui de la Vénétie, et nous préférons réserver le nom d'affaissement adriatique récent à un bassin d'affaissement situé au Sud des deux premiers, constituant aujourd'hui la zone plus profonde de la mer Adriatique actuelle, affaissement qui s'est effectué après le soulèvement des Alpes aux dépens du plateau dalmatique.

Lorsqu'on étudie une carte géologique des Alpes, on voit que la zone calcaire interne des Alpes est représentée par deux croissants se confondant par une pointe commune qui s'avance, par un prolongement de formations volcaniques tertiaires, entre la Vénétie et la Lombardie, dans la direction de l'embouchure du Pô. La zone dinaridique lombarde est beaucoup moins étendue que la zone calcaire interne des Alpes vénitiennes. L'une et l'autre s'enfoncent sous les dépôts sédimentaires de la plaine du Pô, mais le croissant lombard est beaucoup plus réduit en superficie que le croissant vénitien, qui fait encore le tour de l'Adria-

tique. Le croissant lombard a perdu toute sa partie orientale, et nous verrons plus loin la description d'autres phénomènes, relatifs à la zone médiane des Alpes, qui remontent aux mêmes causes. Nous pouvons conclure de ce qui précède que le bassin d'affaissement intra-alpin remonte au début du Mésozoïque tout au moins, et que sur ses bords se sont formés le système des Dinarides d'abord, puis, au Tertiaire, le système alpin qui entoure périphériquement le premier. Les Dinarides ont, en grande partie, disparu dans l'affaissement intra-alpin, il n'en reste plus que les couches superficielles périphériques, qui constituent la zone calcaire interne des Alpes actuelles; il est vrai que certaines parties de la zone médiane, que nous retrouvons maintenant à l'état métamorphisé, se rattachent également au système ancien; ce qui revient à dire que seuls les mouvements tectoniques dinarique et alpin ont une existence indépendante, mais que les matériaux sur lesquels ils ont opéré peuvent être les mêmes, au moins en partie. Il est probable que le premier chevauchement a amené un rétrécissement concentrique dans les zones d'affaissement et que celles du centre, d'abord plus ou moins circulaires, ont pris peu à peu la forme elliptique. Le même mouvement s'est répété au Tertiaire, mais, au rétrécissement dans le sens du méridien, est venu se joindre un recourbement du grand axe de l'ellipse, que nous retrouvons maintenant recourbée sur elle-même; ce qui tendrait à démontrer que la compression a été également dirigée dans le sens équatorial et que les deux zones d'affaissement ont été poussées l'une contre l'autre en se confondant par leur bord commun. Pour finir, nous signalerons que la profondeur des deux bassins devait être considérable et qu'elle dépassait probablement la profondeur de la Méditerranée actuelle.

M. Suess a longuement décrit ce qu'il appelle l'affaissement adriatique, et que nous préférons désigner sous le nom d'affaissement vénitien. Il a décrit les failles qui l'entourent; les chevauchements existant encore aujourd'hui sont relativement peu importants, mais les fractures périphériques forment une sorte de cirque à gradins, dont la hauteur dépasse 2 000 mètres. Il est probable que les résultats de l'affaissement de la période mésozoïque se confondent plus ou moins avec ceux de l'affaissement tertiaire, car, sur les cartes géologiques, les arcs indiquent les chevauchements des chaînes calcaires, interrompus dans la plaine par les dépôts récents, et il nous est impossible de dire aujourd'hui combien de ces plissements ont disparu à tout jamais sous les recouvrements tertiaires.

En somme, nous pouvons admettre qu'il y a eu sur l'emplacement

du bassin vénitien deux affaissements ou deux séries d'affaissements, les uns remontant au Mésozoïque et les autres au Tertiaire, et il est probable que, plus tard, le mouvement a continué, mais avec moins d'intensité après la formation de la chaîne alpine, et que cette dernière phase s'est traduite par la formation de l'Adriatique actuelle, au moins pour la partie qui correspond au plateau de Dalmatie.

A l'Ouest de la plaine de Vénétie, nous rencontrons une autre plaine qui se présente également sous forme de surface elliptique plus ou moins recourbée, et qui se confond avec la première par son bord oriental : c'est la *plaine du Pô*, qui recouvre l'affaissement de la Lombardie et du Piémont, aujourd'hui tout à fait comblé, alors que l'affaissement vénitien est encore recouvert en partie par les eaux de la mer Adriatique, qui, il est vrai, ne présentent ici qu'une profondeur de 50 mètres.

La séparation qui doit avoir existé autrefois entre les deux bassins est aujourd'hui encore indiquée par l'éperon constitué par les volcans tertiaires du Vicentin, les Colli Berici et les monts Euganéens; le restant du mur volcanique s'est probablement affaissé au fond de la partie commune à l'affaissement vénitien et à l'affaissement lombard. La disposition de la bande calcaire mésozoïque autour de l'affaissement de la Lombardie indique également que celle-ci s'est déposée dans un bassin indépendant du bassin vénitien, mais la plus grande partie de ces dépôts a disparu dans les affaissements consécutifs. La bande calcaire va en se rétrécissant graduellement depuis le lac de Garde jusqu'à la Sésia. Nous verrons plus loin que les dispositions des massifs éruptifs qui sont arrangés concentriquement autour de chacune des deux parties de la zone calcaire interne ne font que confirmer l'indépendance tectonique des deux zones, la Vénétie et le Piémont-Lombardie. Dans le triangle formé par la rencontre des deux croissants calcaires, les fractures et les lignes directrices de la zone vénitienne prédominent, mais on peut aussi y constater les directions du bord périphérique de l'affaissement lombard; c'est ainsi que la faille de Schio, qui limite si nettement à l'Est le massif calcaire volcanique du Vicentin de la plaine tertiaire de Castel Gomberto, suit plutôt la direction du bord lombard, et M. Fuchs a constaté, entre Brescia et le lac de Garde, un système de failles très compliquées qui se coupent sous des angles plus ou moins aigus et indiquent les directions de chaque bord. Nous reviendrons plus loin sur le bord occidental de l'affaissement lombard, qui ne présente plus son intégrité complète et qui a été également modifié par des effondrements postérieurs. En

conclusion, nous sommes arrivé à admettre l'existence de deux affaissements alpins intérieurs : l'affaissement piémontais-lombard pour les Alpes occidentales et l'affaissement vénitien pour les Alpes orientales.

Nous avons encore à décrire l'affaissement adriatique récent : la mer actuelle, très peu profonde au Nord, ne présente guère des profondeurs de 1 000 mètres que vers le détroit d'Otrante. Il est probable que pendant le Tertiaire, cette région faisait encore partie du plateau dalmate, car sur le rivage italien de la mer Adriatique on rencontre, près d'Ancône, le mont Conero, et dans l'Apulie, le mont Gargano, isolés au milieu des plaines tertiaires présentant la même constitution géologique que le plateau dalmate et contenant des restes de la faune et de la flore quaternaires de celui-ci. L'affaissement ou l'effondrement qui a séparé ces deux témoins du continent dalmate aurait donc eu lieu après le Tertiaire, longtemps après la phase de soulèvement des Alpes, et on peut encore reconnaître le mur sous-marin qui limite ce troisième bassin adriatique au Sud. Il part du mont Gargano et passe par les îles Tremiti, Pélagosa, Lagossa, Melleda, vers la Dalmatie.

Ceci admis, où faut-il chercher la communication des affaissements septentrionaux vers la Méditerranée tertiaire? La nature des dépôts qui recouvrent le versant oriental des Apennins nous montre qu'il existait sur cette ligne un géosynclinal qui se prolongeait par les plaines de l'Apulie jusqu'à la mer Ionienne. Ce géosynclinal, aujourd'hui comblé et effondré sur sa partie septentrionale par l'envahissement de l'effondrement adriatique quaternaire, présente des chevauchements jusqu'au mont Gargano et à la partie correspondante de l'Adriatique, où la profondeur atteint à peine 200 mètres, tandis qu'en face de l'Apulie, restée à l'état de plaine, les profondeurs atteignent 1 000 mètres, disposées en forme de bassin elliptique, dont le grand axe se confond avec l'axe général de l'Adriatique.

La communication par le géosynclinal d'Apulie a donc été supprimée par le soulèvement de la chaîne des Apennins; la mer Adriatique elle-même a continué à se combler dans sa partie supérieure, et ce n'est que par des affaissements postérieurs, voisins de la mer Ionienne, que les eaux de la mer Méditerranée ont pu pénétrer de nouveau à l'intérieur de l'arc alpin.

De tout cela, il résulte pour nous que la mer Adriatique actuelle, avec les plaines qui en dépendent, s'est formée par une série d'affaissements d'âges différents, qu'elle s'est comblée au Nord par le resserrement alpin, tandis qu'elle continue probablement à s'approfondir vers le

Sud ; nous sommes tenté de dire que l'Adriatique a été chevauchée au Nord-Est, en dehors de l'emplacement qu'elle occupait autrefois dans le géosynclinal du versant oriental des Apennins. Quant aux affaissements de la Lombardie, du Piémont et de la Vénétie, nous croyons pouvoir affirmer qu'ils occupaient au début de l'époque tertiaire une portion de la surface terrestre beaucoup plus considérable qu'aujourd'hui, que leur forme et leur profondeur ont été modifiées et, enfin, que, par suite de la période d'approfondissement rapide, survenue dès le commencement de l'époque tertiaire, et aussi par suite de la réaction des masses périphériques, sont survenus le resserrement de la zone alpine et le soulèvement des Alpes.

Affaissements de la plaine hongroise.

La moitié orientale de la région entourée par l'arc alpin, tel que nous l'avons défini plus haut, comprend la plaine hongroise, avec les massifs montagneux qui s'y rencontrent. Là également nous observons une zone d'affaissement qui vient rencontrer le bord oriental des Alpes orientales, et l'on dit généralement que les zones alpines se sont effondrées sous la plaine. Outre l'affaissement central de la Hongrie, on constate sur le bord alpin, en allant du Nord au Sud, l'affaissement du bassin de Vienne, et ici la séparation, très nette, est établie par la ligne thermale de Vienne, puis l'affaissement d'Oedenbourg et, enfin, ce qu'on a appelé le golfe de Graz. Ces deux derniers correspondent à la zone médiane des Alpes. Au Sud, la zone calcaire interne présente à sa périphérie des affaissements qui l'envahissent graduellement : ce sont l'affaissement de Laibach et celui d'Agram, qui correspondent aux bassins de la Save. On voit qu'ici la série des bassins d'affaissement occupe la totalité de la région située à l'intérieur de l'arc alpin et que les quelques chaînons isolés que l'on y rencontre se trouvent séparés par des plaines très étendues ; ce n'est qu'à la périphérie, près du bord intérieur de l'arc alpin, que les chaînes tendent à se rejoindre et à se confondre avec ce dernier. Nous rencontrons ici une situation qui ressemble à celle que les Alpes, à l'Occident, auront présenté à leur début. Si les affaissements signalés tantôt continuent à s'accroître, les chaînons intermédiaires s'accuseront en se resserrant, ils se soulèveront et finiront par ne former qu'un massif avec l'arc de la périphérie. Pendant que les resserrlements suivent leur cours, les chevauchements des matières sédimentaires recouvriront le travail profond, si bien entendu la mer a pu envahir de nouveau le bassin

d'affaissement et si les produits de l'érosion, devenue plus active par suite du soulèvement nouveau des masses restées émergées, peuvent ainsi s'accumuler au fond des eaux et suivre, grâce à la plasticité, les progrès continus de l'approfondissement des synclinaux, et ensuite du rapprochement de leurs flancs.

On retrouve dans la plaine hongroise les dépôts mésozoïques recouverts presque totalement par le Tertiaire. La mer de cette époque a suivi ici les nombreuses oscillations positives et négatives que l'on a pu établir pour les régions avoisinantes. Elle ne s'est retirée définitivement qu'après le Vindobonien ou deuxième Étage méditerranéen, donc après la période de soulèvement des Alpes, et les oscillations subséquentes n'ont plus eu pour effet que de laisser se former des dépôts lagunaires plus ou moins importants et en partie enlevés plus tard par l'érosion, là où ils n'étaient pas recouverts par d'autres formations. Le rétrécissement de la zone carpatique paraît se ralentir depuis le Miocène, et l'activité tectonique s'est plutôt manifestée par des éruptions volcaniques, dont les dépôts présentent, pour cette période, les massifs les plus étendus de l'Europe, et par des fractures d'une longueur énorme, qui traversent la plaine et les montagnes et suivent surtout le bord intérieur de l'arc des Carpathes.

L'affaissement central hongrois est occupé par le cours du Danube, depuis le coude qu'il forme à son passage à travers le Bakonyerwald jusqu'au confluent de la Save, et par la Theiss, dont le cours présente un parallélisme remarquable avec la partie correspondante du Danube. Ce bassin est incontestablement le bassin le plus étendu de la région alpine, mais, placé entre la chaîne de montagnes Bakonyerwald, Bukkgebirge au Nord-Ouest et le bord oriental du massif du Siebenbürgen, il semble déjà avoir subi un rétrécissement. Il est entouré sur son bord occidental par une série de bassins secondaires qui recouvrent par leurs dépôts tertiaires le bord oriental des Alpes. Le bassin central est séparé de ces bassins secondaires par une ligne d'éruption volcanique, qui s'est formée après l'époque du deuxième Étage méditerranéen, pendant la période lagunaire sarmatique, donc après le retrait de la mer Vindobonienne. Nous devons signaler spécialement l'affaissement du bassin de Vienne, qui interrompt sur une certaine étendue, au Nord-Est de Vienne, la continuation de l'arc alpin périphérique et occupe toute la largeur de la zone du Flysch ou grès de Vienne et la zone calcaire périphérique. Mais l'importance de celui-ci réside surtout dans le fait que c'est par cette lacune que communiquent les eaux des bassins hongrois et styrien, situés à l'intérieur de l'arc alpin, avec celles du géosynclinal périalpin.

Géosynclinal péréalpin.

Ce géosynclinal péréalpin s'étendait depuis la région de Nice, où il se continuait vers la Méditerranée sur tout le pourtour de la zone où devait s'élever le massif alpin, jusqu'en Galicie et en Bukovine, où il communiquait avec la région où devaient plus tard se développer les immenses lagunes, depuis l'emplacement actuel de la mer Noire jusqu'aux lacs Aralo-Caspiens. Cette mer périphérique, limitée partout vers l'extérieur par les horsts si magistralement décrits par M. Suess, occupait un espace beaucoup plus étendu que celui où affluent aujourd'hui ses dépôts, dans la Provence, le Dauphiné, le Jura, le plateau suisse, la Souabe et la Franconie, le plateau bavarois, la Moravie, le Sud de la Pologne et de la Russie, la Galicie et la Bukovine. Par suite de la pression périphérique vers l'affaissement central intralpin, elle s'est peu à peu transformée en géosynclinal péréalpin. Au commencement de la période tertiaire, nous y trouvons encore la mer du Flysch, et lors du resserrement et du soulèvement alpin, il s'est comblé presque complètement par les dépôts miocènes, mais surtout par le chevauchement du bord Sud ou interne vers le bord périphérique; ce n'est que plus tard, après quelques oscillations, que la mer miocène a été définitivement repoussée du pourtour des Alpes. C'est à l'existence de cette fosse péréalpine, tout autant qu'à l'affaissement central, que nous devons la formation des Alpes; les sédiments que nous trouvons maintenant sur les hauteurs alpines, des deux côtés du mur médian de la chaîne, ont pu, pendant le Mésozoïque et le Tertiaire, s'accumuler dans les profondeurs qui se reformaient continuellement, et c'est par l'aplatissement de ce synclinal qu'ont pu se produire le chevauchement et le soulèvement des masses restées jusqu'alors sous les eaux, en grande partie du moins, et par conséquent présentant encore un très grand degré de plasticité. C'est ainsi que nous nous expliquons, au moins en partie, les contournements si compliqués des couches sédimentaires qui constituent les Préalpes et les Alpes calcaires.

Nous terminons cette description des affaissements alpins par une comparaison qui nous permettra de mieux montrer comment nous comprenons la formation des Alpes.

Dans la même zone méditerranéenne dont elles font partie, nous rencontrons, entre les deux Amériques, la mer des Antilles, qui se trouve pour nous dans une situation analogue à celle où se trouvait la zone alpine à la fin du Crétacé et au commencement du Tertiaire, au moment

où le resserrement alpin allait débiter. M. Suess a souvent insisté sur l'analogie qui existe entre la région des Antilles et la région méditerranéenne, mais, pour nous, cette ressemblance va encore beaucoup plus loin. Nous ne voyons, dans l'état actuel des Antilles, qu'un stade antérieur à celui où se trouve actuellement la zone alpine. Les deux régions font partie de la zone méditerranéenne, qui fait le tour du globe, et qui présente des conditions tectoniques spéciales sur lesquelles nous reviendrons plus tard. Sous l'influence de ce processus tectonique, nous voyons les archipels des Antilles s'affaisser peu à peu, tout en fournissant les couches sédimentaires qui s'accumulent sur le bord des géosynclinaux qui les séparent. Plus tard surviendra une période de spasme tectonique, dirai-je, où les crêtes des îles se rapprocheront les unes des autres et se souleveront en chaînes de montagnes disposées concentriquement autour d'un affaissement central, pour former les Alpes des Antilles.

Zones et chaînes alpines.

Nous avons donc passé en revue les affaissements que nous pouvons encore reconnaître dans la zone alpine et dans la région qui l'entoure au Sud, et nous avons essayé de faire ressortir les rapports entre les bassins d'affaissement et les chaînes de montagnes qui les bordent. Passons maintenant une revue rapide de celles-ci depuis Gènes jusqu'à la Podolie et aux Balkans. Dans cet exposé, nous suivrons surtout le résumé si complet de la géologie des Alpes que nous a donné M. Diener, ainsi que les cartes tectoniques qu'il a jointes à ses deux volumes sur les Alpes occidentales et sur les Alpes orientales.

Alpes occidentales.

Pour la facilité de la description, nous distinguerons, de même que beaucoup d'auteurs, trois zones; ce sont : les deux zones calcaires, la zone calcaire périphérique qui comprend en outre la zone périphérique en partie non plissée formée par le Flysch et la Molasse, et la zone calcaire interne, enfin, entre les deux, la zone médiane ou cristalline. Chaque zone se divise en une série de bandes secondaires, dont nous chercherons surtout à établir le parallélisme et à reconnaître l'indépendance tectonique plus ou moins marquée.

La zone calcaire périphérique, souvent nommée zone subalpine, comprend une série de massifs isolés, disposés sur le pourtour des

Alpes; ce sont, à partir de la Méditerranée, les Alpes calcaires maritimes; les Alpes du Dauphiné; nous y rattachons également la chaîne externe du Jura. A partir de la Savoie, nous savons, grâce surtout aux travaux de M. Lugeon, que les choses se compliquent; devant les hautes chaînes calcaires qui constituent l'analogue des Alpes du Dauphiné, nous trouvons une série de chaînes courbes disposées en guirlande et présentant chacune des plis concentriques plus ou moins parallèles entre eux; cet ensemble a été désigné sous le nom de Préalpes romandes, et celui-ci est circonscrit vers l'extérieur par une courbe de moindre importance, qui constitue l'anticlinal de la Molasse. Celle-ci s'inscrit à l'intérieur du Jura et chacune de ces deux dernières chaînes tectoniques, Jura et anticlinaux de la Molasse, occupait le bord du géosynclinal alpin, alors que le resserrement alpin parvenait à le combler. L'ensemble des courbes de la zone calcaire périphérique se porte au Nord-Est pour se continuer vers le Prätigau, le Rhätikon et le Bregenzer-Wald.

C'est dans la zone calcaire externe que les chevauchements sont les plus étendus et les plus faciles à constater. Les courbes secondaires qui en résultent se disposent en guirlandes autour de la zone médiane, et c'est cette dernière qui indique plutôt la vraie direction des plissements que la pression a fait subir à la chaîne alpine. La disposition périphérique des guirlandes indique bien, il est vrai, que l'action a été périphérique et que les masses de cette zone ont été portées du dedans vers le dehors, mais nous n'en concluons pas que pour toute la largeur et l'épaisseur du massif, la direction du mouvement ait été la même. Il y a eu poussée vers l'extérieur des masses périphériques situées sur le bord interne du géosynclinal périalpin, poussée qui a pu s'exercer périphériquement, grâce au vide présenté par celui-ci, mais pour le reste de la chaîne, la poussée s'exerçait surtout dans la profondeur, en dessous et en sens inverse des masses chevauchées vers l'extérieur. Cette poussée principale, venant des masses cristallines périphériques, était dirigée vers le centre de l'affaissement, et c'est ainsi, grâce à la disposition périphérique de cette poussée vers le centre, que les roches se sont disposées en voûte couchée horizontalement autour de la fosse d'effondrement et ont pu de cette façon résister plus ou moins à la poussée qui les entraînait vers le centre dans la profondeur. En tout cas, nous pouvons reconnaître que les chevauchements calcaires périphériques, quoique dirigés vers l'extérieur, sont disposés concentriquement autour de l'affaissement piémontais-lombard.

La zone médiane cristalline présente les plus hauts sommets des

Alpes. M. Diener y distingue la bande du mont Blanc, la bande des schistes lustrés et la bande du Monte Rosa située plus à l'intérieur, limitée de ce côté par une bande spéciale qui présente un très grand intérêt tectonique : c'est la bande d'amphibolite d'Ivrée. M. Termier, qui a le mieux étudié la bande des schistes lustrés, paraît confondre celle-ci avec la bande du Monte Rosa. Pour lui, elle est constituée par ce qu'il appelle les séries compréhensives, c'est-à-dire par des successions de dépôts sédimentaires qui vont du Trias jusqu'à l'Éocène et qui ont subi plus ou moins profondément des modifications métamorphiques. Celles-ci ont contribué à leur faire donner autrefois un âge beaucoup plus ancien que celui qu'on leur a découvert aujourd'hui. On savait que cette bande présentait également des chevauchements très marqués vers la périphérie, et la percée des tunnels qui traversent les Alpes y a fait constater des plis anticlinaux dirigés vers le Nord qui vont jusqu'à la rencontre des massifs cristallins de la bande du mont Blanc. Il faudra en conclure qu'il y a eu, ici également, un synclinal où les dépôts sédimentaires se sont accumulés et que la pression du resserrement alpin a également fait chevaucher les masses vers la périphérie ou du côté de la moindre résistance, du moins en superficie.

La bande du mont Blanc qui court parallèlement au bord externe de la bande des schistes lustrés doit être considérée comme la zone tectonique la plus importante des Alpes; elle présente les sommets les plus hauts dont les noyaux cristallins, d'origine la plus profonde, ont servi de centre à la formation des masses qui constituent les chaînes alpines. Les travaux stratigraphiques ont toujours tendu à considérer cette bande comme une bande anticlinale, qui aurait presque constamment dominé le niveau des mers alpines. Les travaux tectoniques récents tendent à lui enlever cette importance, mais il faut reconnaître qu'elle constitue la manifestation la plus intense des forces tectoniques qui ont resserré et soulevé les Alpes. C'est la masse imposante de celle-ci qui a surtout subi les effets profonds de ces forces, et elle a pu, jusqu'à un certain point, leur offrir de la résistance et déterminer ainsi les mouvements de pression secondaire subis par les masses plus superficielles situées en avant et en arrière d'elle. Il faut donc considérer la direction de ses lignes alpines principales comme indiquant le mieux la direction des poussées subies par les roches qui constituent le massif alpin. Nous verrons plus loin que cette direction est parallèle au bord interne de l'ensemble des massifs cristallins disposés autour de la région alpine. C'est aussi à l'extérieur de la bande du mont Blanc qu'était situé le

géosynclinal périalpin, auquel nous attribuons un si grand rôle dans les chevauchements calcaires vers l'extérieur. La bande du mont Blanc est constituée par une série de massifs plus ou moins isolés, qui sont, depuis la Méditerranée, le Mercantour, ou massif cristallin des Alpes maritimes, le Pelvoux et les Grandes-Rousses, situés sur une ligne dirigée au Nord-Ouest, puis la bande de Belledonne, qui court au Nord-Est, puis le mont Blanc avec les Aiguilles-Rouges, dédoublement du premier, et obliquant encore au Nord-Est sa direction jusqu'au delà du Rhône, où elle se termine momentanément par la Dent-de-Morcles. Ici, il y a une lacune occupée par les montagnes calcaires des Diablerets et du Wildstrübel, les masses cristallines disparaissant dans la profondeur jusqu'au massif du Finsteraarhorn et du Saint-Gothard, et ensuite la bande cristalline est cachée sous les chevauchements des Alpes orientales. Sur tout ce long parcours, la bande reste parallèle au bord périphérique de l'affaissement lombard. Interrompue au col de Tenda, par les dépôts mésozoïques et tertiaires en chevauchements dirigés au Sud, elle s'effondre sous eux, dans le golfe de Gênes.

Entre le Mercantour et le Pelvoux, une large baie laisse communiquer la bande des schistes lustrés avec la zone des chevauchements calcaires externes, qui se sont exercés ici sur de longues distances. Enfin, entre la Dent-de-Morcles et le massif du Finsteraarhorn se trouvent les nappes couchées que M. Lugeon a si bien décrites, s'avancant très loin en avant et recouvertes, sur leur bord au moins, par les Préalpes et les massifs de la Brèche.

Sur le bord interne de la zone médiane, on rencontre la bande d'amphibolite d'Ivrée. M. Diener l'a définie très clairement : « Elle se présente sous forme de bande étroite, formée en partie par des couches de roches éruptives, en partie par des couches de hornblende stratifiées qui accompagnent la bande de la Valteline, située plus à l'intérieur depuis Ivree, jusqu'au cours inférieur de l'Adda. Les deux bords de cette bande d'amphibolite sont formés par des fosses d'effondrement, et l'on peut considérer l'ensemble comme une bande affaissée de l'écorce terrestre ». Il est probable qu'elle se prolonge jusqu'à la rencontre de l'Adamello, massif éruptif qui fait partie des Alpes orientales. Cette bande si caractéristique présente, mieux que toute autre, la direction du bord périphérique de l'affaissement lombard, et nous devons faire ressortir l'analogie qu'elle présente avec les cercles de matières éruptives que nous voyons si souvent constituer le bord des cratères volcaniques effondrés. Cependant, cette bande ne suit pas, dans sa partie occidentale, le bord de la plaine du Pô, où elle y disparaît

complètement sous les dépôts récents de celle-ci. Nous rencontrons donc ici une exception à la règle du parallélisme des bandes tectoniques et des bords périphériques des affaissements. De même, la bande du Monte Rosa et la bande des schistes lustrés présentent ici une réduction de leur largeur; elles semblent comme échancrées par l'affaissement. L'explication de cette anomalie nous paraît se trouver dans la formation d'un effondrement postérieur, qui a entamé la partie interne de la bande de la zone médiane, de même que nous verrons plus loin les bandes de la zone calcaire interne disparaître presque entièrement de ce côté. Il y a donc eu ici effondrement postérieur à la formation de la bande éruptive et des bandes de la zone médiane, situées plus à l'extérieur. M. Termier considère, avec raison, nous semble-t-il, que l'âge de la formation de la bande d'amphibolite d'Ivrée est antérieur à celui de la formation alpine; il nous paraît probable qu'il faut le faire remonter jusqu'à la formation du système dinarique, et qu'il a contribué, plus tard, à la métamorphose de la bande des schistes lustrés. Celle-ci s'est trouvée dans le voisinage des masses éruptives profondes, dont nous ne voyons aujourd'hui que le bord superficiel, et plus tard, lorsque le mur éruptif s'est durci, les roches déjà métamorphosées, et probablement déjà chevauchées vers l'extérieur, ont encore subi une nouvelle compression entre le mur cristallin de la bande du mont Blanc et le mur de la bande d'amphibolite.

A l'intérieur de celui-ci, nous rencontrons les restes d'une bande autrefois beaucoup plus large et faisant le tour de l'affaissement piémontais-lombard, mais qui, de même que les bandes internes de la zone médiane, a disparu presque totalement dans l'affaissement. Les masses calcaires qui la constituent présentent des failles très importantes et des plissements et des chevauchements qui tous sont dirigés vers l'intérieur. Il est probable que les lacs importants qui traversent cette zone se rattachent, par leur origine, à des systèmes de fractures radiales en rapport avec les mouvements tectoniques que la région a subis ultérieurement. C'est, du reste, par des fractures de même nature que nous pourrions expliquer également la formation dans la bande du mont Blanc, du bassin de la Durance-Ubaye, le cours du Rhône depuis Martigny jusqu'au lac de Genève, le lac de Thoune, certaines parties du lac des Quatre-Cantons et le lac de Zurich avec le Walensee.

C'est au Sud de ces derniers que nous rencontrons une région dont la tectonique a été beaucoup discutée : nous voulons parler de la

région synclinale, occupée par le Flysch, qui forme les Alpes glaronnaises. Suivant les vues générales que nous nous sommes faites sur la formation des Alpes, nous y trouvons une région synclinale à direction parallèle au géosynclinal périalpin et constituant peut-être un synclinal secondaire de celui-ci. Le double pli des Alpes glaronnaises, étudié par M. Heim, ne serait que l'expression de la poussée du horst périphérique du Schwarzwald au Nord, contre la résistance du mur cristallin de la bande du mont Blanc, agissant chacun de son côté sur le bord correspondant du synclinal. C'est ainsi également que nous pouvons nous expliquer les anticlinaux de la molasse avec leurs masses si importantes du Rigi et du Speer, et ceux de la chaîne périphérique, qui présente des massifs aussi importants que le Pilatus et le Sentis.

Nous nous trouvons ici sur l'extrémité de la bande du mont Blanc, dominée par le massif du Tödi, au point où elle disparaît dans la profondeur, sous les dépôts tertiaires. Ceux-ci, d'après MM. Suess et von Mojsisovics, se sont accumulés dans un affaissement qui s'étend jusqu'au Prätigau. Nous verrons plus loin, lors de la description des Alpes orientales, que cet affaissement a donné lieu à des chevauchements très importants qui nous masquent la continuation des lignes directrices, jusqu'ici si régulières, que nous avons constatées dans les trois zones des Alpes occidentales.

Alpes orientales.

Lorsque nous suivons les lignes directrices des Alpes occidentales vers le Nord-Est, dans la zone médiane, nous rencontrons sur la rive gauche du Tessin, au val Blegno, le long du Rhin moyen, puis le long de la ligne d'érosion que le fleuve a tracée plus bas dans les nappes du Falknis et du Rhätikon, des lignes directrices dont la courbure coupe obliquement la direction précédente, atteignant successivement la bande du Monte Rosa, la bande du mont Blanc et la plus grande partie de la zone du Flysch et des calcaires. Le sommet de l'ensemble des systèmes de courbes concentriques est dirigé au Nord-Ouest. Nous pouvons y distinguer le massif de l'Adula, qui coupe la bande du Monte Rosa, le massif de la Silvretta, qui s'avance sur le Prätigau et le Rhätikon, et celui-ci à son tour déborde sur la zone calcaire. Sur la carte des lignes directrices que nous donne M. Diener, nous rencontrons une direction double, l'une, très arquée, coupant la direction générale des lignes des Alpes occidentales et paraissant chevaucher au-dessus

d'elles, l'autre suivant cette même direction vers le Nord-Est. C'est ainsi que nous voyons la bande de la Valteline, située derrière la bande d'amphibolite d'Ivrée, marcher d'abord parallèlement à celle-ci, puis suivre la courbe des chevauchements orientaux. Le massif de la Bernina indique la même direction double. Le massif de l'Adula constitue une simple courbe de chevauchement. Enfin, le massif de la Silvretta et celui du Rhätikon, avec son prolongement dans les Lechtaler Alpen, parallèles entre eux, indiquent aussi la constitution double et dirigée dans le même sens que les autres. Derrière les lignes directrices de ces massifs se dessine la faille de la Judicaria, qui circonscrit l'affaissement vénitien. Nous voyons donc les relations qui existent entre cette faille et les courbes de chevauchement, comme nous les avons appelées, et, en outre, nous constaterons que, pour les parties qui échappent à cette influence, la direction primitivement constatée dans les Alpes occidentales reprend son cours, et celle-ci nous indique, en somme, l'axe du géosynclinal périalpin vers lequel les masses supérieures de la zone calcaire et même les couches superficielles de la zone médiane ont été chevauchées. Les masses qui constituent le massif de l'Adula, en partie celles de la Silvretta, de la Valteline et du Rhätikon, ont débordé à l'Ouest sur les Alpes occidentales, où s'est formé l'affaissement du Prätigau, et c'est ainsi que nous expliquons la complication apparente des lignes directrices à la rencontre des deux zones d'influence de l'affaissement lombard et de l'affaissement vénitien, tandis que plus à l'extérieur, où les chevauchements vers le géosynclinal périalpin ont pu se faire d'une manière régulière sur tout le front des Alpes actuelles, les lignes directrices conservent, depuis le plateau suisse jusqu'à la rencontre du massif de Bohême, leur marche régulière au Nord-Est; ce dernier intervient à son tour, et nous verrons qu'il fait sentir son influence non seulement jusque dans la zone calcaire, mais jusque très loin dans la zone médiane.

Le massif de l'Ortler est constitué par une accumulation de couches triasiques, et celles-ci paraissent avoir reconvert autrefois toute la zone médiane, faisant ainsi communiquer la zone calcaire interne avec la zone calcaire externe, probablement avant le soulèvement des Alpes. Il est difficile de dire dès maintenant jusqu'à quel point une partie de ces couches triasiques a subi la métamorphose des schistes lustrés, et si ce sont elles que l'on retrouve aujourd'hui, sous forme de gneiss phylliteux et autres nappes cristallines qui entrent dans la constitution de la zone médiane. Il en est de même pour les phyllites calcaro-argi-

lieux de la Basse-Engadine, qui réunissent le massif de la Silvretta à celui de l'Oetzal. A partir de cette région, la zone médiane se rétrécit considérablement, et nous arrivons à la dépression par où passe la voie du Brenner.

Nous rencontrons encore ici des lambeaux de Trias nord-alpin. Sur ce méridien, nous avons atteint le sommet de la courbe formée par la Judicaria et de son empiètement sur la zone médiane. A la limite des deux zones, calcaire interne et zone médiane, se trouve le massif éruptif important qui s'étend depuis Méran jusqu'à Brüneck. Ensuite, nous voyons les deux bords de la zone médiane s'écarter peu à peu et circonscrire une série de massifs cristallins très importants, formés par des noyaux intrusifs venus de la profondeur et recouverts par des schistes cristallins. Ces massifs granitiques, ainsi que la partie rétrécie de la zone médiane, sont situés entre l'affaissement vénitien circonscrit par la Judicaria et l'affaissement de Souabe au Nord. La tendance au rapprochement de ces deux bassins d'affaissement nous explique le rétrécissement de la zone médiane, en même temps que le soulèvement des laccolithes, beaucoup plus importants ici que partout ailleurs dans les Alpes, peut être attribué à la poussée isostasique des masses affaissées au Nord et au Sud.

Jusqu'au Grossglockner, pilier oriental du massif des Hohe Tauern, nous voyons les lignes directrices, peu accentuées, il est vrai, suivre la direction Nord-Est, parallèle à celle de la partie correspondante de la ligne de la Judicaria. Les Westliche Tauern, le massif éruptif du Riesenerferner, l'« Antholzer Masse », suivent, par leur grand axe, cette même direction. Plus vers la périphérie, le Pinzgauermittelgebirge, le Tauerngraben, le Pinzgau gardent le même parallélisme, qui, d'un côté, est devenu ici la direction des lignes périphériques de la chaîne alpine, en même temps qu'il occupe le sommet de la courbe décrite par les éléments périphériques à l'affaissement vénitien, de sorte que toute la largeur de la zone médiane est occupée ici par ces lignes concentriques.

Nous traversons ensuite une zone de dépression radiale, analogue à celle du Brenner, et, à partir de cette ligne, nous pouvons constater que les axes des massifs et les lignes directrices qu'on y distingue se recourbent peu à peu au Sud, pour garder le parallélisme avec le prolongement de la ligne de la Judicaria, constitué par la chaîne Carnique, les Karawanken et le Weitensteinergebirge. La seule partie de la zone médiane qui n'est pas affectée par ces lignes concentriques est une bande étroite, qui court le long du bord interne de la zone calcaire

périphérique, appelée zone des terrains de transition ou des Grauwacke. A l'intérieur de celle-ci, disposés en ligne concentrique, nous trouvons, vers l'Est, les massifs suivants : la Schladminger Masse, les Radstädter Tauern, constitués par des masses triasiques, le Hochalm, le dernier des massifs à noyau intrusif; en face de celui-ci le Bundschuh Masse avec les Stangalpen, ces dernières formées de couches carbonifères, et enfin, en se rapprochant du bassin de Klagenfurt, les Sau Alpen, formées par du Trias reposant sur des schistes cristallins. En même temps, nous constatons que la zone médiane s'est considérablement élargie.

L'arc tectonique que nous venons de décrire, concentrique à la ligne de la Judicaria, et par conséquent à l'affaissement vénitien, a été désigné par Diener sous le nom d'arc de la chaîne des Tauern; Vacek, de son côté, lui a donné le nom d'arc styrien méridional, pour le distinguer d'un autre arc, l'arc styrien septentrional. Celui-ci occupe la partie de la zone médiane non occupée par l'arc des Tauern, entre celui-ci et le bord oriental des Alpes. L'arc styrien septentrional, ou arc des Carpathes, comme Diener a proposé de l'appeler, est surtout indiqué par une courbe tectonique qui se dirige de Rottenmann au Sud-Est vers Leoben, puis se relève de 90° vers Brück et le Semmering pour se confondre avec la ligne des thermes du bassin de Vienne, qui termine si nettement la zone calcaire périphérique des Alpes orientales. Les massifs de cette partie de la zone médiane sont disposés le long de cette courbe. On a fait ressortir le parallélisme qui existe entre la courbe Rottenmann-Leoben-Semmering-Mödling-Bisamberg et le bord périphérique du massif de Bohême, et Diener ajoute que les directrices de la partie correspondante de la zone calcaire suivent la même direction. Nous retrouvons donc ici l'influence du horst périphérique, et nous pouvons dire que toute la zone médiane des Alpes orientales indique, par ses directrices, une influence double : au Sud, celle du bassin d'affaissement vénitien, au Nord, celle du horst périphérique de Bohême, qui représentent les deux facteurs que nous avons invoqués pour la formation de l'ensemble du système alpin : le horst périphérique et l'affaissement central.

Si nous comparons la zone médiane des Alpes orientales à celle des Alpes occidentales, nous constatons que la disposition et la nature des terrains sédimentaires ne sont pas tout à fait les mêmes des deux côtés. De part et d'autre, le Trias joue un grand rôle, mais il prédomine surtout dans les Alpes orientales, où il paraît avoir recouvert toute la zone médiane, présentant ici le caractère nord-alpin, dont la limite au

Sud se trouve le long de la chaîne de la Drave (Drauzug de Diener); il n'est séparé du Trias sud-alpin que par une bande très étroite de roches cristallines. Cette formation se rencontre aujourd'hui en vastes lambeaux isolés, dans lesquels on observe aussi du Jurassique et même du Crétacique inférieur, mais beaucoup moins qu'en Suisse et dans les Alpes françaises. Le Tertiaire ancien n'est représenté que par du Nummulitique sur le bord septentrional de la zone. Par contre, la partie orientale a été envahie par les mers miocènes orientales, le long de certains bassins dus à des affaissements, ainsi que dans des dépressions radiales ou transversales, qui traversent toute la largeur de la zone médiane. D'un autre côté, plus nous avançons à l'Est, plus les roches sédimentaires profondes qui font partie de la constitution des chaînes des Alpes présentent un âge avancé; c'est ainsi que nous rencontrons le Carbonifère dans le Stangalpe, le Devonien sur le bord oriental de la zone, passant à ce que l'on a appelé le golfe de Graz, le Silurien à Eisenerz, et nous verrons plus loin que ces mêmes terrains paléozoïques constituent la plus grande partie du sous-sol de la plaine hongroise.

De tout cela, il paraît résulter que la région occupée actuellement par la zone médiane des Alpes a été couverte par la mer jusqu'après le Trias, au moins dans sa plus grande partie, mais après cette époque, l'émersion est allée en augmentant jusqu'au Jurassique et au Crétacé inférieur. Ce n'est que vers le bord oriental que nous rencontrons des dépôts marins indiquant l'invasion de mers tertiaires, surtout miocènes. Nous savons, par contre, que la mer du Flysch a laissé des dépôts beaucoup plus importants jusque tout contre la bande du mont Blanc, et que les dépôts éocènes métamorphiques font partie de la zone des schistes lustrés.

Quant aux plissements des Alpes orientales, ils sont en général moins prononcés que ceux des Alpes occidentales, et ils vont en diminuant à mesure que l'on arrive sur le bord oriental des Alpes, où ils disparaissent presque complètement sous les dépôts tertiaires de la plaine styrienne. Les chevauchements des plis sont dirigés au Nord, dans la zone du Flysch, et dans la plus grande partie de la zone calcaire, jusque tout près de son bord méridional. Pour la bande Sud de cette zone et pour la zone médiane, les chevauchements sont dirigés tantôt au Nord, tantôt au Sud, d'après les différentes chaînes. Ce n'est qu'à partir de la chaîne carnique (Drauzug) que les chevauchements se portent définitivement au Sud, et c'est dans cette même direction que sont dirigés les chevauchements, peu prononcés, il est vrai, de la zone

calcaire interne, mais peu à peu la direction générale devient ici concentrique à l'affaissement vénitien. Si, avec MM. Lugeon, Haug et Termier, nous devons admettre que le Trias a été chevauché du Sud au Nord depuis cette même zone interne, nous devons dire, d'un autre côté, qu'il n'en est pas de même pour les terrains plus profonds, et que ceux-ci paraissent avoir obéi à l'influence de zones locales d'affaissement, vers lesquelles les chevauchements ont été poussés. En tout cas, la zone médiane a été resserrée, dans sa partie occidentale et méridionale, parallèlement à l'affaissement vénitien, et dans sa partie orientale et septentrionale, elle s'est moulée sur le massif de Bohême; mais au delà, vers l'Est, le resserrement est beaucoup moins prononcé, et nous arrivons peu à peu à l'état de choses indiqué par la virgation des chaînons encore enterrés sous la plaine hongroise.

Les Carpathes.

Les Carpathes, avec les plaines de la Hongrie, de la Basse-Styrie, ainsi que les régions calcaires qui bordent l'Adriatique au Nord-Est, forment pour nous le troisième groupe du système alpin. Ici les chaînes de montagnes ne sont pas serrées les unes contre les autres, comme nous l'avons vu dans les Alpes proprement dites, et le seul caractère orogénique qui relie l'ensemble nous est fourni par l'arc des Carpathes et des Alpes de Transylvanie, que l'on peut considérer comme le prolongement de l'arc alpin extérieur. Tout autour des Carpathes et dans les plaines qui s'étendent à l'intérieur, la mer miocène a encore existé après la phase principale du plissement alpin, mais elle a fini par se dessécher en passant par le stade lagunaire. Partout on constate des traces d'affaissements étendus, de même qu'à l'extérieur de l'arc des Carpathes a existé un géosynclinal périphérique, prolongement de celui qui entoure les Alpes depuis Nice jusqu'à Vienne, et, comme lui, il est occupé par les grès du Flysch carpathique datant du Crétacé supérieur et du Tertiaire ancien, ainsi que par les dépôts de la mer miocène. La bande de Flysch et des dépôts miocènes suit la direction du bord Sud-Est du massif de Bohême, puis recouvre le bord des Sudètes et des dépôts mésozoïques qui recouvrent celles-ci, jusqu'aux montagnes de Sandomir, suivant la ligne de fracture de la Vistule, puis, se retournant au Sud-Est, vient s'appuyer sur le bord de la Plate-forme russe.

A l'intérieur de cette zone périphérique du Flysch, on ne retrouve plus la division si bien marquée de la région des Alpes en trois zones

distinctes ; seules la zone externe du Flysch et la zone calcaire interne ou méridionale, qui contourne l'affaissement vénitien, conservent jusqu'à un certain degré leur indépendance tectonique. Quant à la région située entre les deux zones bordières : celle qui devrait correspondre à la zone cristalline médiane des Alpes orientales et à la zone calcaire périphérique, nous y voyons cette dernière disparaître brusquement, coupée par la ligne tectonique que l'on a appelée la ligne thermique de Vienne. Cependant, on retrouve les terrains qui la constituaient se faisant jour, par groupes réduits, à travers la zone du Flysch, ou accompagnant les massifs isolés à l'intérieur de la zone externe. Quant à la région qui fait suite à la zone médiane cristalline des Alpes, elle est occupée par les affaissements de la plaine hongroise, qui se continuent jusqu'au bord intérieur de l'arc des Carpathes, occupé, sur presque toute son étendue, par des fractures très importantes, par lesquelles se sont fait jour de puissantes masses éruptives.

Cependant, dans la plaine, sont disposées des chaînes, suivant certaines lignes qui nous permettent de reconnaître le prolongement des massifs cristallins de la zone médiane des Alpes orientales. Avant de les passer en revue, nous ferons ressortir que ces lignes vont en divergeant vers l'Est, de même que nous avons vu la zone du Flysch et la zone calcaire méridionale s'écarter graduellement. Les chaînes de montagnes de la plaine hongroise vont rejoindre le bord interne des Carpathes, en présentant la disposition que M. Suess a appelée la virgation des chaînes hongroises. Nous nous permettrons de faire observer, dès maintenant, que pour nous il n'y a pas là d'écartement proprement dit des chaînes, mais, selon la théorie de la contraction des couches superficielles du globe, la distance qui sépare les différentes bandes de l'éventail alpin tend successivement à diminuer, et, dans la région orientale, le resserrement des chaînes n'a pas encore pu se produire d'une façon aussi intense que dans les Alpes. D'un autre côté, l'affaissement des zones intermédiaires, quoique encore très apparent par suite de son âge relativement récent, n'a pas été suffisant, surtout en profondeur, pour déterminer le resserrement des rides tectoniques ; mais comme les affaissements vont toujours en s'approfondissant dans les régions qu'ils ont envahies, le travail de resserrement se continuera ici, comme il s'est continué pour toutes les chaînes anciennes, dont les chevauchements des couches sédimentaires superficielles nous sont parfois restés conservés, témoignant ainsi du gigantesque travail géologique qui leur a donné naissance.

Si nous partons du bord septentrional de la zone médiane des Alpes

orientales, nous rencontrons le Rosalia Gebirge, qui se prolonge par le Leitha Gebirge, et celui-ci, après une interruption, occupée par les dépôts du bassin d'effondrement de Vienne, passe aux petites Carpathes, qui traversent le Danube à Presbourg. A partir d'ici, on poursuit un arc continu, parallèle au bord extérieur des Carpathes, mais, dans ce prolongement, nous n'avons plus affaire à des roches cristallines. C'est ici que se trouve la formation, si curieuse, de la bande des Klippes, formée par des roches mésozoïques. Un arc analogue occupe en Moravie, en Silésie et en Pologne, le bord périphérique des Carpathes. Les roches qui forment ces Klippes de la région du Flysch sont d'âge intermédiaire entre le Supracrétacé et celui des roches des Klippes de l'arc interne qui va du Trias jusqu'au Crétacé inférieur. L'arc interne des Klippes se prolonge derrière la zone des grès pour aller, vers la source de la Theiss, se confondre avec la bande de roches cristallines anciennes qui constituent la colonne vertébrale des Carpathes orientales. Nous voyons donc que les roches de la zone cristalline et les roches calcaires mésozoïques qui se sont déposées sur celles-ci, ont gardé ici leur contact primitif, et que l'érosion et surtout le chevauchement n'ont pas ici, comme dans les Alpes, pu isoler les unes des autres ces formations et leur donner une existence tectonique indépendante, au moins en apparence. Donc, nous voyons une chaîne partie du bord supérieur de la zone médiane des Alpes orientales, se dirigeant au Nord-Est, pour aller ensuite se confondre avec la chaîne cristalline qui fait partie des Carpathes orientales.

On a beaucoup discuté sur la nature des Klippes. Neumayer les a considérées comme constituant un arc de plissement dont le soulèvement a précédé le dépôt des couches supracrétacées et tertiaires anciennes du Flysch. M. Uhlig a modifié cette théorie. Il a fait observer que la mer du Crétacé supérieur attaquait le bord externe des Carpathes occidentales et centrales, mais, arrêtée par la zone des Klippes, elle a à peine dépassé celle-ci. Par contre, derrière la zone des Klippes s'étendait une île qui comprenait la région du Bukkgebirge au Sud, où nous rencontrons de nouveau la mer crétacée. Plus tard, la mer éocène, en transgression, a pénétré dans la région occupée par les îles du Bukkgebirge, et, au-dessus des flots, émergeaient seulement les massifs isolés qui, aujourd'hui encore, s'élèvent au-dessus de la plaine hongroise, de même que les Klippes, dont l'arc s'étend derrière la zone des dépôts de Flysch aujourd'hui plissés à la périphérie. La mer a laissé, sur les flancs des massifs émergés et des Klippes, des conglomérats, souvent recouverts par d'autres dépôts littoraux, et ceux-ci, chose à noter, ont échappé

aux effets des plissements postérieurs au Tertiaire ancien qui n'ont pu faire sentir leur influence que dans le pourtour de l'arc des Carpathes ; sur le bord interne de la zone des Klippes, des effets de redressement de certaines couches et d'accentuation de leur chevauchement paraissent dépendre de cette phase tectonique, mais son résultat le plus marqué consiste dans la formation d'une ligne de fracture qui suit tout le bord de cette zone. On voit que les deux théories se complètent et que les îlots de M. Uhlig peuvent très bien représenter les sommets d'un arc anticlinal, sur les bords desquels on peut encore constater les effets de la transgression supracrétacée et éocène.

C'est ici le moment de rappeler que M. Lugeon ne veut voir dans les Klippes que les restes d'une nappe couchée qui, venue du Sud comme celles des Alpes, aurait couvert la plaine hongroise ; mais elle aurait été détruite depuis lors par l'érosion et le chevauchement en avant, et n'aurait laissé, comme témoins, que les Klippes de la périphérie. La description des Klippes que nous donnent les géologues autrichiens et hongrois, de même que l'ensemble de la tectonique des Carpathes, ne parlent pas en faveur de cette théorie, et nous préférons nous rallier aux vues de MM. Neumayer et Uhlig.

Derrière la zone des Klippes se dispose un massif de montagnes à structure compliquée, dont M. Uhlig nous donne la description dans son livre récent sur les Carpathes. Ce sont des massifs isolés, parmi lesquels nous citerons surtout le Haut-Tatra, le Bas-Tatra, et celui formé par le Vépor et le Zips-Gömör. Ils sont constitués par des noyaux intrusifs, recouverts par des schistes cristallins et présentant, sur un ou sur les deux côtés, un lambeau de couches mésozoïques. On voit que, par leur constitution, ces massifs rappellent ceux des Alpes orientales, dont ils représentent du reste la continuation. Les couches sédimentaires sont ici représentées par une série permo-mésozoïque, surtout à la périphérie, tandis qu'à l'intérieur de la plaine hongroise le Trias présente la constitution du Trias alpin oriental. Des roches volcaniques anciennes et récentes complètent cet ensemble. Nous signalons, en outre, la disposition remarquable présentée par un mur formé par des roches cristallines et des roches volcaniques et dont la courbe, convexe au Sud, sépare la plaine hongroise du massif montagneux situé à l'intérieur de l'angle septentrional de la courbe des Carpathes. Cet ensemble nous présente l'aspect d'un vaste cratère d'effondrement, où le granite a surgi au centre, tandis que le mur indiqué au Nord par la bande des Klippes, au Sud par la ligne de roches volcaniques et de roches cristallines, semble indiquer le bord d'un effondrement. C'est à

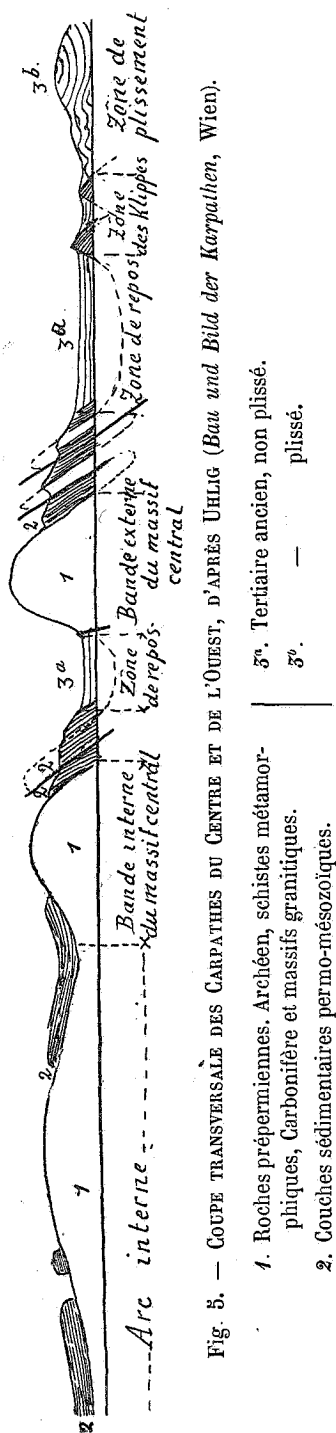


Fig. 5. — COUPE TRANSVERSALE DES CARPATHES DU CENTRE ET DE L'OUEST, D'APRÈS UHLIG (*Bau und Bild der Karpathen*, Wien).

1. Roches prépermienues. Archéen, schistes métamorphiques, Carbonifère et massifs granitiques.

2. Couches sédimentaires permo-mésozoïques.

3a. Tertiaire ancien, non plissé.

3b. — — — — — plissé.

ce bord que vient se rattacher une autre chaîne de la virgation hongroise qui, partant du bord interne des Carpathes centrales, au delà de la ligne de fracture volcanique de l'Hernad, où elle forme le massif de Zemplin, puis le Matra Gebirge, et se continuant au Sud-Ouest, passe le Danube entre Ofen et Gran, devant le Bakonyer Wald, au Nord-Ouest du lac Balaton, pour venir se rattacher, selon M. Suess, au Drauzug, formé par les Weitensteiner Gebirge, les Karawanken et la chaîne Carnique, du bord méridional de la zone médiane cristalline des Alpes orientales. Von Loczy n'admet pas cette homologie. Il considère que la chaîne du Bakonyer Wald est étrangère aux plissements alpins, et elle représenterait, de même que le chaînon isolé de Fünfkirchen, un fragment de la masse très ancienne qui constitue le sous-sol de la plaine hongroise, très peu affectée par les mouvements tectoniques récents. Nous avons surtout cité cette opinion du géologue hongrois parce qu'elle confirme l'idée que nous nous sommes faite de la tectonique de ces régions, constituées par des roches anciennes, qui n'ont que très peu participé aux mouvements tectoniques de la période qui s'étend depuis le Supracrétacé jusqu'à la fin de l'Oligocène, sauf à leur partie périphérique correspondant à la zone du Flysch, tandis que le centre ne paraît plus avoir subi de plissement depuis l'époque permienne jusqu'à l'Infracrétacé. Après l'Éocène moyen, les plissements ont continué autour de l'arc des

Carpathes, persistant jusqu'à des époques d'autant plus récentes qu'on s'avance, vers l'Est, à la rencontre de la zone d'affaissement de la Moldavie et de la Valachie, alors que les Alpes avaient déjà atteint une période de repos relatif, qui paraît durer encore de nos jours. Si donc les Carpathes doivent passer un jour par l'état de resserrement où nous trouvons aujourd'hui les chaînes de l'Ouest, il faudra des affaissements beaucoup plus importants, surtout en profondeur, que ceux dont nous pouvons constater les traces actuellement.

Nous pouvons donc suivre le rameau de la chaîne Carnique se prolongeant jusqu'au Bukkgebirge et jusqu'à la ligne volcanique au delà de l'Hernad, comme une nouvelle branche de l'éventail des Carpathes, non encore fermé. Plus au Sud, on rencontre, dans la plaine hongroise, le chaînon isolé de Fünfkirchen, qui paraît n'être qu'une subdivision de ce même rameau. Enfin, du bord Nord de la zone calcaire, se sépare un faisceau de lignes directrices, qui se détache, vers l'Ouest, de celles qui suivent le parallélisme du bord oriental du golfe de Venise, dans la direction de la Dalmatie; ce faisceau, qui se rend à l'Est, inclinant légèrement au Sud, passe au Nord et au Sud de Cilli, va former l'Ivančagebirge près de Varasdin, les monts Bilo, placés entre l'affaissement de la plaine hongroise au Nord et l'affaissement de Laibach et d'Agram au Sud, il se prolonge par les montagnes des environs de Graboviča, la Fruska Gora et vient, au Nord de Belgrade, rejoindre par delà le Danube les montagnes du Banat, qui continuent au Sud le plateau montagneux de Siebenbürgen. La partie méridionale de la zone calcaire est affectée par des mouvements récents, qui correspondent à l'affaissement quaternaire de la mer Dalmatique, de sorte que les plis et les chevauchements de la période dinarique, de même que l'arc périadriatique des éruptions tonalitiques se prolonge vers la périphérie par l'arc des éruptions volcaniques de la période miocène, ainsi que par des plissements et affaissements contemporains de celle-ci, et les deux séries de mouvements se trouvent confondus ici, comme dans le reste du système alpin.

La description du prolongement, vers l'Est, de la zone des Alpes nous a fait parcourir les régions occupées par la Pologne, la Galicie, la Hongrie, la Basse-Styrie, la Slavonie, la Croatie et l'Ukraine jusqu'au bord Nord-Est de l'Adriatique. Ces régions ont traversé, pendant la période qui s'étend depuis le Supracrétacé jusqu'à la fin de l'Oligocène, une série de mouvements tectoniques, analogues à ceux des Alpes, mais le résultat pour le troisième groupe alpin a été beaucoup moins prononcé en ce qui concerne le plissement et le resserrement du pays.

Les chaînes de montagnes ne se continuent pas en lignes prolongées ; leur importance au point de vue des masses soulevées n'est pas aussi considérable qu'à l'Ouest, et elles sont loin d'occuper la plus grande partie du territoire. Les affaissements, peu profonds, il est vrai, puisqu'on y reconnaît encore les roches anciennes qui en constituent le sous-sol, occupent une étendue beaucoup plus considérable que la zone plissée, et celle-ci, pour les mouvements récents du moins, reste limitée au pourtour de l'arc des Carpathes. Au fond des affaissements, les couches sédimentaires de la période supracrétacée éocène, donc de la période du Flysch, gardent encore leur position de repos ; le plissement n'a donc pas pu se faire sentir au centre. Par contre, sur le bord périphérique, le plissement a atteint sa plus grande importance, mais, ici également, le mouvement s'éteint à mesure que l'on s'avance vers la périphérie, de même qu'il a été arrêté en pénétrant entre les Klippes. A l'extérieur de la bande de plissement du Flysch, de nouvelles phases de plissements se sont produites pour les dépôts de la mer miocène du deuxième étage méditerranéen, et nous retrouvons, dans la molasse marine et dans la molasse d'eau douce supérieure de la Suisse et de la Bavière, des équivalents de ces mouvements. Ceux-ci se sont prolongés le long du synclinal péricarpathique et paraissent s'être étendus à des époques d'autant plus récentes que l'on s'avance davantage vers l'affaissement de la Valachie et la mer Noire. C'est à l'angle Sud-Est qui sépare les Carpathes des Alpes de Transylvanie que l'on constate les plissements les plus récents pendant les époques sarmatique et pontique. En même temps, à l'intérieur de la chaîne, au point correspondant, on rencontre les dernières éruptions qui ont eu lieu dans les montagnes de la Hongrie et de la Transylvanie. Nous avons déjà signalé la disposition symétrique de l'angle Sud-Est des Carpathes avec l'angle Sud-Ouest, où les Alpes franco-italiennes se réunissent, à l'Apennin, et c'est également ici que des effondrements, très récents, ont affecté la chaîne alpine et la Méditerranée.

Nous sommes heureux de pouvoir témoigner ici de la satisfaction que nous avons éprouvée en parcourant le livre récent de M. Uhlig sur la géologie des Carpathes. Par l'étude du rôle tectonique des affaissements alpins, nous étions arrivé à des conclusions qui concordent en plusieurs points avec les vues exposées par le savant géologue autrichien. Il renonce, comme nous, à la poussée venant du Sud, pour expliquer l'arc extérieur des Carpathes et préfère recourir à la tension tangentielle, qui produit le plissement de la surface terrestre, dès que résistance les diminuent en un point ou sur une ligne donnée. Ils

nous montre également l'importance du géosynclinal périalpin pour expliquer les plissements des dépôts sédimentaires. Le resserrement, à peine entamé, de la région carpathique permet de constater que sur le pourtour de celle-ci, une série de géosynclinaux se sont succédé, avant le Permien, pendant le Permien et le Mésozoïque, pendant la période du Flysch du Supracrétacé jusqu'à la fin de l'Oligocène et, enfin, pendant le Miocène. Après chacune de ces périodes, la force tangentielle a aplati le synclinal et plissé les couches sédimentaires qui s'y trouvaient déposées, en même temps qu'un nouveau synclinal se formait un peu plus à l'extérieur du précédent, donc en contact immédiat avec le bord du horst périphérique. La période principale du plissement de l'arc des Carpathes a suivi la période du Flysch, et nous savons que le maximum du plissement alpin a eu lieu vers la même époque. En outre, les dépôts miocènes qui recouvrent le Flysch ne sont plissés que le long et au contact du bord de la bande plissée du Flysch, alors qu'à la périphérie et aussi dans la partie des couches miocènes qui reposent entre les plissements du Flysch, on les trouve à l'état de repos horizontal.

M. Uhlig invoque également l'action des horsts périphériques et fait ressortir qu'une des conditions nécessaires pour que le plissement des couches sédimentaires puisse se produire, c'est que le géosynclinal ait une certaine largeur, afin que la force tangentielle du horst périphérique trouve devant elle un espace suffisant pour que la force d'inertie de la masse cristalline mise en mouvement devienne assez grande pour produire les plissements et les chevauchements par suite du déplacement plus ou moins horizontal. C'est ainsi que nous avons expliqué le déplacement et le chevauchement des Préalpes et de la plupart des montagnes de la zone externe des Alpes vers le géosynclinal périalpin. Les chevauchements des couches superficielles des Carpathes n'étant pas arrivés à d'aussi grandes distances que du côté de l'Ouest, on n'a pas eu ici à tenir compte de ce fait tectonique, si important. La seule différence qui paraît séparer les vues de M. Uhlig des nôtres consiste en ce qu'il n'a pas invoqué l'action tectonique des affaissements pour la formation des chaînes et des massifs des Carpathes; cependant il leur fait jouer un certain rôle, et il nous paraît plutôt les considérer comme la suite des phénomènes de soulèvement des massifs centraux. Quoi qu'il en soit, nous croyons pouvoir dire que l'analogie des conclusions, de part et d'autre, sur un grand nombre de points donne à ces théories un certain degré de probabilité, d'autant plus que les arguments du géologue autrichien sont basés sur

de vastes connaissances stratigraphiques et tectoniques, tandis que, nous devons bien le reconnaître, notre base est purement théorique et n'a pour elle que l'avantage de permettre l'étude du problème alpin dans son ensemble.

Roches éruptives.

Avant de terminer la description tectonique du système alpin, il convient de dire quelques mots des roches éruptives qui s'y rencontrent. L'activité volcanique paraît avoir marché de pair avec l'activité tectonique, et, de même que l'on peut concevoir une série de périodes de mouvements de plissement et de chevauchement, et de soulèvement qui ont abouti à la formation des Alpes telles que nous les connaissons actuellement, de même l'examen des roches éruptives permet de constater qu'il y a plusieurs périodes d'éruption, dont le siège a varié avec la suite des phases de l'évolution alpine. On y rencontre des roches éruptives métamorphosées, qu'il est impossible de distinguer des roches archéennes et des schistes cristallins d'origine sédimentaire; le granite a poussé, à différentes périodes, ses noyaux intrusifs sous les massifs alpins soulevés; enfin, même à l'époque actuelle, on trouve des foyers éruptifs encore actifs à l'extrémité méridionale des Apennins, de même que, vers l'Est, l'activité éruptive, dans sa phase la plus récente, s'était étendue peu à peu, pour venir s'éteindre à l'angle Sud-Est des Carpathes.

Un fait important à noter, c'est que les éruptions se produisent souvent sur le bord des bassins d'affaissement, et cette disposition se rencontre depuis le détroit de Gibraltar jusque derrière l'arc des Carpathes centrales. Nous avons vu qu'autour du bassin d'effondrement de l'extrémité occidentale de la Méditerranée se trouvent rangés, comme autour d'un cratère d'effondrement, des produits éruptifs anciens, mais on signale, en outre, sur la frontière qui sépare le Maroc de l'Algérie, dans le bassin de la Tafna, des produits volcaniques dont l'âge ne remonte pas au delà du Miocène, et cette activité volcanique, endormie pendant le Pliocène, s'est réveillée au même endroit pendant le Quaternaire. S'il est légitime de conclure de l'activité volcanique aux transformations tectoniques en voie de préparation, on peut prédire une nouvelle période d'évolution pour le bassin marocain espagnol de la Méditerranée. Quoi qu'il en soit, nous rencontrons ici les trois manifestations géologiques que nous avons vues si souvent associées : l'affaissement dans le bassin marin, les

éruptions volcaniques périphériques, sinon centrales, et les chevauchements, suites de mouvements du sol tendant à compenser, à la surface, le déplacement des masses dans la profondeur.

Plus au Nord, le synclinal situé au Nord-Ouest des Baléares nous montre, sur son bord septentrional, les éruptions de la Catalogne, que nous ne citerons que pour mémoire.

La mer Tyrrhénienne paraît se trouver encore en voie d'évolution active, puisque l'activité volcanique se manifeste dans les îles Lipari, par le Vésuve et l'Etna, sur son bord. Il est vrai que ce dernier volcan se rattache plutôt à l'évolution de la mer Ionienne.

Nous passons ensuite à la Méditerranée orientale, dont le stade le plus récent d'évolution se place postérieurement au soulèvement des Alpes, alors que déjà les premières périodes historiques se déroulaient sur l'emplacement qu'elle occupe aujourd'hui. L'activité sismique, encore très intense de notre temps, a fait suite à des éruptions volcaniques très importantes, parmi lesquelles il y a lieu de signaler l'affaissement du volcan de Santorin, dont le cratère sous-marin atteint une longueur de 11 kilomètres sur une largeur de 7 kilomètres. Enfin, si nous continuons vers l'Asie, nous rencontrons une activité volcanique de plus en plus intense, et les manifestations des temps présents montrent que, dans ces contrées, se préparent des modifications tectoniques importantes.

Passons aux roches volcaniques qui ont un rapport plus immédiat avec la formation des Alpes. Nous avons signalé l'importance tectonique de la bande d'amphibolite d'Ivrée, sa situation périphérique autour de l'affaissement lombard et l'effondrement de sa partie occidentale par suite d'un affaissement plus récent, car la formation de la bande éruptive remonte beaucoup au delà de la phase post-oligocène du plissement alpin; il est probable qu'elle a joué un rôle dans la formation du système dinarique, dont la partie occidentale s'est effondrée plus tard, en même temps que la partie correspondante de la bande d'Ivrée. Si nous suivons celle-ci vers l'Est, nous rencontrons le massif volcanique de l'Adamello, le plus puissant des massifs éruptifs des Alpes. Il paraît constituer le point de rencontre de l'arc volcanique périphérique de l'affaissement lombard avec l'arc volcanique périadriatique, qui circonscrit au Nord l'affaissement vénitien. Nous avons vu que, tout autour de la zone calcaire méridionale et séparant celle-ci de la zone médiane cristalline, le long de la ligne de la Judicaria, s'étendent une série de massifs éruptifs importants, appelés les massifs tonalitiques, probablement d'âge mésozoïque, et qui se

continuent le long du Drauzug (chaîne Carnique, Karawanken, montagnes de Weitenstein) jusque dans la plaine hongroise, où ils sont remplacés par un prolongement d'éruptions tertiaires, de même qu'au Sud-Est de l'Adamello se continue un prolongement tertiaire de l'activité volcanique autour de l'affaissement vénitien et qui s'avance vers l'embouchure du Pô, indiquant ainsi la limite entre l'affaissement lombard et celui de la Vénétie. Donc, ici encore, l'activité volcanique s'est exercée autour de l'affaissement pendant une longue durée de temps, qui remonte au loin dans le Paléozoïque, peut-être au début de la période de sédimentation. Les affaissements ont alterné avec les périodes de comblement, provoqués par des chevauchements des couches sédimentaires, et l'une des dernières phases s'est accomplie pendant le Tertiaire; aujourd'hui encore, nous pouvons en constater les manifestations grandioses dans les montagnes du système alpin.

Enfin, dans le groupe carpathique de ce système, on rencontre des manifestations volcaniques encore beaucoup plus développées, mais ici les masses éruptives ne sont plus disposées autour d'un affaissement central; on les rencontre plutôt à l'intérieur du bord formé par l'arc externe des Carpathes, qui est accompagné, sur presque toute son étendue, de longues lignes de fractures par lesquelles les matières éruptives se sont fait jour et qui, surtout dans les Carpathes orientales, ont enlevé presque complètement les bandes internes des roches anciennes sur lesquelles l'arc s'était formé. Nous avons fait ressortir la disposition, la forme du cercle volcanique, plus ou moins complété par la réunion des massifs centraux et des masses volcaniques, situé derrière l'arc des Klippes, vers le sommet de la courbe des Carpathes centrales. Le cercle de roches éruptives est presque complet du côté du Sud et nous fait croire que nous nous trouvons ici devant un massif en voie d'effondrement. C'est ainsi que le Haut-Tatra se trouve isolé de toutes parts, par suite de l'effondrement de ses bords, et qu'il est entouré complètement par une fosse d'effondrement circulaire. Ici aussi, les manifestations éruptives remontent à diverses époques géologiques, mais les éruptions ont été surtout importantes au Tertiaire, après la phase principale du soulèvement alpin entre l'Oligocène et le Miocène, et elle semble avoir duré jusqu'au Quaternaire dans l'angle Sud-Est du Siebenbürgen.

En résumé, l'activité volcanique s'est manifestée dans les régions alpines et au Sud de celles-ci depuis les temps géologiques les plus reculés jusqu'à nos jours. Les périodes dont les produits sont restés les plus accessibles à notre examen datent du Tertiaire, et celles-ci se sont

prolongées jusqu'au Quaternaire, le long de l'arc des Carpathes, tandis que les éruptions mésozoïques, ou dinariques, prédominent surtout dans les Alpes.

Suivons maintenant *les grands traits des chaînes et des lignes directrices du système alpin*, depuis les Carpathes jusqu'à son extrémité occidentale, où il vient rencontrer la mer Méditerranée, entre Nice et Gênes. L'arc des Carpathes, qui repose sur la plate-forme russe, vient se raccorder au Sud avec la zone périphérique des Alpes orientales, aux environs de Vienne. Du côté de l'Orient, au delà du raccordement des Carpathes orientales avec les Alpes de Transylvanie et de celles-ci avec le Balkan Hemus, le mouvement alpin ne paraît pas avoir envahi ces chaînes anciennes. Tout autour, les affaissements sont très étendus, mais leur durée et leur profondeur ne sont pas suffisantes jusqu'ici pour amener des plissements et des chevauchements résultant du rapprochement des bords cristallins périphériques, au moins pour le Tertiaire. La bordure méridionale de l'éventail alpin, constituée par la zone calcaire méridionale, suit la direction du littoral Nord-Est de l'Adriatique et paraît se continuer par les chaînes du Pinde et les arcs anciens qui passent par la Crète et les Cyclades, qui communiquent avec les arcs de l'Asie Mineure et de l'Iran. De même que la bordure septentrionale de l'éventail alpin, constituée par les Carpathes, le bord méridional, formé par les régions calcaires du système dinarique, s'étendant depuis la Dalmatie jusqu'aux Alpes de la Vénétie, vient se resserrer vers le Nord pour s'aligner avec les zones, beaucoup plus étroites, des Alpes orientales. Quant au pays intermédiaire entre les deux bordures, il s'étend depuis le bord de la plate-forme russe et la mer Noire jusqu'au bord oriental des Alpes; il est formé par une réunion de massifs anciens, d'effondrements récents et de masses éruptives contemporaines de ces derniers. Mais dès que nous arrivons dans le domaine des Alpes, les zones se dessinent nettement : la zone calcaire au Sud du système des Dinarides est affaissée et légèrement chevauchée vers l'effondrement vénitien; la zone calcaire septentrionale, chevauchée vers la périphérie, le long du géosynclinal périphérique comblé, mais indiquant cependant, au niveau du massif de Bohême, la compression exercée par celui-ci vers l'affaissement central. De même, nous trouvons la zone cristalline médiane incomparablement plus réduite que la plaine centrale à l'intérieur de l'arc carpathique. Ici aussi, nous rencontrons d'abord l'arc styrien septentrional, qui se dessine autour de l'angle inférieur du massif de Bohême et qui se continue, par sa branche orientale, avec l'arc des Klippes, qui passe plus

loin à la chaîne des Carpathes orientales. A l'Ouest et au Sud de l'arc qui contourne le massif de la Bohême, les masses cristallines de la zone médiane se disposent autour de l'affaissement vénitien, formant ce que l'on a appelé l'arc styrien méridional circonscrivant l'arc périadriatique. Plus à l'Ouest encore, nous trouvons, dans cette même zone, les lignes directrices qui continuent la direction périphérique à l'affaissement, et ces courbes débordent même sur les régions des Alpes occidentales suisses. Ce n'est que tout à l'extérieur de la zone médiane, le long du bord interne de la zone calcaire supérieure, que la bande des grauwackes rappelle la direction du géosynclinal péri-alpin.

Cette direction devient prédominante à partir des zones d'affaissement du Prätigau vers l'Ouest, du moins pour les zones externes et médianes, et finit par coïncider avec la direction des lignes conductrices des zones méridionales qui entourent l'affaissement de la Lombardie et le Piémont, du moins pour les parties qui n'ont pas été envahies par les effondrements récents. En suivant les chaînes qui constituent les Alpes franco-italiennes, l'éventail alpin se resserre de plus en plus. Alors qu'à l'Orient, il s'étendait depuis la mer Noire jusqu'à l'Adriatique, ici, au point où la chaîne vient s'effondrer dans la Méditerranée, il occupe une largeur qui s'étend depuis Mentone jusqu'à Cunéo (Piémont), soit sur une cinquantaine de kilomètres à vol d'oiseau. La zone calcaire externe, confondue avec les formations du Flysch, disparaît dans la mer, alors qu'à l'intérieur l'effondrement, aujourd'hui comblé, a enlevé non seulement la zone calcaire interne, mais une grande partie de la zone médiane.

Le golfe de Gênes, ainsi que l'a fait observer M. Suess, a joué un rôle important dans l'histoire alpine. Outre la chaîne des Alpes, on rencontrait ici autrefois, dans des temps qui, géologiquement du moins, ne remontent pas très loin, des chaînes anciennes qui devaient se réunir au sommet du golfe; et cependant, l'hydrographie de la mer Ligurienne n'en indique plus la moindre trace. Des profondeurs de 2 000 mètres s'enfoncent jusque tout près de Gênes, de sorte que nous devons admettre que non seulement les chaînes se sont affaissées, mais que l'engloutissement se continue toujours et que les traces des reliefs anciens ont ainsi disparu du fond de la mer. De leur côté, les Apennins ont été attaqués également, et, au Nord de Gênes, on les voit réduits à une bordure si étroite que l'on craindrait presque de voir la mer de Ligurie envahir de nouveau l'affaissement du Piémont et de la Lombardie.

Les chaînes anciennes, auxquelles nous faisons allusion tantôt, faisaient partie des massifs de l'Esterel et des Maures, fragments persistant jusqu'ici sur la côte de la Provence, tout contre le bord de la Méditerranée, qui est toute prête à les engloutir. La chaîne ancienne s'étendait en direction depuis Gênes jusque vers les Pyrénées, et il paraît probable que la destruction du prolongement occidental de celles-ci a joué un rôle dans la formation du bassin du Rhône, qui, auparavant, faisait partie du géosynclinal périalpin, aujourd'hui comblé par les chevauchements. M. Tornquist, se basant sur ses travaux et sur ceux des géologues français, a montré qu'une chaîne ancienne s'étendait dans la direction de Gênes, passant au Sud par la côte occidentale de la Corse et la côte orientale de la Sardaigne. Cette chaîne, effondrée sur sa partie correspondante au golfe de Gênes, présentait des roches rappelant celle des Maures. Nous voyons donc, à partir du golfe de Gênes comme centre, une série de chaînes s'étendre comme les rayons d'une étoile. C'est ce que M. Suess a dépeint par l'expression de « tourbillon de Gênes », sur laquelle il revient à différentes reprises dans son ouvrage, indiquant ainsi les dispositions sigmoïdes, si frappantes, des Alpes franco-italiennes et de leur raccordement avec la chaîne des Apennins. Mais si nous tenons compte des indications nouvelles fournies par les travaux géologiques plus récents, l'importance des dispositions tectoniques autour du golfe de Gênes paraît augmenter si nous les rattachons à la théorie plus générale de l'affaissement méditerranéen, et leur désignation par le mot de « tourbillon » devient encore plus frappante.

Il est admis que le globe, se refroidissant sans cesse, tend à se contracter. Actuellement, ce refroidissement ne modifie plus que très peu les couches superficielles, passées à l'état solide pour la plus grande partie. Les couches profondes, plus chaudes, subissent peu à peu une diminution de volume plus considérable. D'un autre côté, il est permis de supposer que la résistance des roches va en diminuant vers la profondeur, parce que, la température augmentant, le pouvoir dissolvant de l'eau se développe et les réactions chimiques deviennent plus intenses. De cette façon, les silicates deviennent peu à peu malléables, et les roches, dures à la surface, deviennent molles en profondeur. Plus bas encore, les roches passent à l'état de fusion plus ou moins avancé; mais elles sont soumises, il est vrai, aux énormes compressions des couches extérieures, et il arrive une limite où la compression périphérique neutralise la malléabilité plus grande des roches. Néanmoins, au-dessus de cette limite, nous rencontrons des couches qui présentent

plus ou moins les caractères d'un fluide, et, lorsque les conditions qui les maintiennent en place viennent à changer, elles peuvent suivre docilement l'arrangement nouveau des forces qui les sollicitent. C'est dans ces couches qu'il faut chercher l'origine des déplacements et des modifications de la surface terrestre; c'est en elles que nous trouvons la vie tectonique du globe; ce sont elles qui dirigent l'évolution de sa surface. Les couches superficielles étudiées par les géologues ne sont pour ainsi dire que l'épiderme, mort et inerte, qui se ride comme l'épiderme de notre peau et ne fait que suivre les modifications que l'évolution de la vie produit dans les couches profondes sur lesquelles il est appliqué.

Si nous admettons que les forces qui modifient la surface terrestre agissent plus spécialement sur les couches profondes, qui présentent jusqu'à un certain degré les conditions de plasticité des fluides et dont les laves éruptives nous donnent du reste un exemple, il en résulte que nous pourrions y reconnaître des mouvements analogues à ceux des fluides, c'est-à-dire des courants et des tourbillons, et nous arrivons ainsi à nous expliquer une série de faits géologiques obscurs. Mais nous ne nous arrêterons pas aujourd'hui à cette étude, et nous nous contenterons de faire ressortir l'analogie qui existe entre le tourbillon alpin, dont le centre se trouve dans le golfe de Gênes, et les mouvements cycloniques de l'atmosphère, ou de tout autre tourbillon à la surface d'un liquide en mouvement. Les effondrements, actuellement si marqués, autour de la région de Gênes nous montrent que les couches superficielles, c'est-à-dire les massifs cristallins et les couches sédimentaires qui en recouvrent les bords, sont entraînées vers la profondeur, et ce mouvement, se propageant vers la périphérie, atteint les horsts périphériques qui commencent à céder, en poussant les chaînes alpines devant eux, et celles-ci se disposent, de même que les chaînes plus anciennes déjà effondrées, autour de l'affaissement central de Gênes, comme les radiants sigmoïdes du cyclone qui portent les couches atmosphériques en giration vers le centre du météore. Nous ne voulons pas pousser trop loin cette comparaison et nous nous permettrons seulement de faire observer que la théorie que nous nous sommes faite de la formation des Alpes permet de voir un certain ordre dans le dédale si compliqué de la géologie alpine, qu'elle part de principes simples et probables et qu'elle fournit une base satisfaisante pour l'explication d'une foule de faits géologiques qui avaient provoqué notre étonnement et notre admiration, mais avaient toujours résisté à l'analyse scientifique.

Mais, avant de finir, il nous reste à dire quelques mots de la Méditerranée, sur le bord septentrional de laquelle les Alpes se sont élevées. L'histoire de la chaîne de montagnes est indissolublement liée à celle du bassin océanique, ou, mieux encore, la première n'est qu'une phase de la seconde.

Tout d'abord, il faut faire ressortir la grande antiquité de la mer Méditerranée dans les temps géologiques; cet océan existait déjà aux temps paléozoïques, et de nos jours il a gardé toute son importance. Il paraît jouer, en même temps que l'océan Pacifique, un rôle important dans la tectonique du globe. Les communications entre les deux océans, aujourd'hui supprimées, ont varié avec les différentes époques de leur évolution. Les communications paraissent avoir été très larges vers l'époque triasique, alors que l'histoire alpine commence à se dessiner. Les dépôts de cette époque présentent un très grand développement dans les Alpes, et du côté de l'océan Pacifique, on les trouve en bordure sur toute sa périphérie. A l'époque triasique, un océan profond occupait l'emplacement des Alpes et s'étendait bien au delà, autant dans la direction du Nord que dans celle du Sud. La Méditerranée se continuait dans la direction de l'Ouest vers la région de l'Himalaya et des îles de la Sonde, où elle communiquait largement avec l'océan Pacifique. Successivement, pendant le Jurassique moyen, pendant le Crétacé moyen et supérieur, pendant le Nummulitique, la Méditerranée a passé par des phases de transgression, suivies de régressions de plus en plus marquées, de sorte que l'étendue de cette mer est allée peu à peu en se rétrécissant, après avoir passé par des phases positives de plus en plus grandes jusqu'au Sénonien tout au moins, car la phase nummulitique n'a pas atteint les limites de la phase supracrétacée. Toutefois, le bassin central de la Méditerranée, situé au Sud de l'emplacement actuel des Alpes, a toujours continué à persister; aussi, dans les Alpes, les phases de régression sont beaucoup moins marquées que dans les régions au Nord de celles-ci, qui étaient occupées par les mers périphériques de l'océan Méditerranéen, et par conséquent moins profondes que celui-ci. C'est ainsi que la transgression oligocène suit immédiatement la transgression nummulitique, et que les formations si abondantes du Flysch, indice de l'intensité croissante des phénomènes tectoniques, ont facilité ces mêmes phénomènes et surtout les chevauchements dont nous trouvons des exemples si remarquables dans les Alpes de la Suisse et de la France. Elles paraissent avoir entraîné les couches sédimentaires plus anciennes qui, obéissant aux forces tectoniques, ont

pu se déplacer avec le Flysch, grâce à sa mobilité, qui facilitait leurs mouvements de chevauchement. D'un autre côté, le déplacement des masses alpines superficielles vers la périphérie a été facilité par l'existence du géosynclinal périalpin ; et c'est après l'Oligocène jusqu'à la fin de l'Helvétien, ou du deuxième Étage méditerranéen, que ce mouvement s'est produit. Il y a eu alors resserrement de la région alpine et chevauchement des masses superficielles vers la périphérie, qui ont mis fin à l'existence du synclinal périalpin, du moins dans sa partie septentrionale et par conséquent la plus éloignée de la mer Méditerranée. Au centre, l'affaissement de la Lombardie et celui de la Vénétie se sont resserrés sous l'effort des horsts périphériques chevauchant sous les masses des zones calcaires et en sens contraire, et les couches dinariques déjà plissées, chevauchées et fracturées par les affaissements de la période mésozoïque, ont continué à s'enfoncer, surtout du côté du Piémont et de la Lombardie, où elles ont presque totalement disparu. La mer a été exclue peu à peu de la plus grande partie de la région alpine, et vers la fin du premier Étage méditerranéen, lors de la formation du Schlier, la mer se trouvait limitée à son bassin central, qui, selon Neumayer, se trouvait dans la partie correspondante de l'Atlantique actuel, tout en s'étendant encore jusqu'à la côte orientale de la Sardaigne et de la Corse. Le premier effet de resserrement alpin a donc commencé pour les Alpes, comme pour les Carpathes, à partir de la période de la formation du Flysch.

Mais le mouvement a continué à se produire avec une intensité croissante pendant l'Helvétien jusqu'au Tortonien, donc jusqu'au deuxième Étage méditerranéen de Suess, ou au Vindobonien de Deperet. De nouveaux affaissements se produisent sur l'emplacement actuel de la Méditerranée, et surtout le long de son rivage méridional, depuis le désert Libyque jusque Suez. Déjà cet affaissement central avait été précédé par des affaissements périphériques, dans la plaine hongroise et dans la Styrie, envahissant les Alpes orientales, en même temps que le bord interne des Carpathes s'est effondré. C'est à ce moment que s'est achevé le plissement des Carpathes, surtout dans leur partie orientale, et il est probable que la mer sarmatique, de même que les lagunes pontiques et levantines, représentent une phase périphérique de l'affaissement central de la région hongroise, préparant la réunion de la mer Noire au bassin Sud-Est de la Méditerranée, grâce à l'affaissement ultérieur des régions maintenant occupées par la mer Égée. Nous noterons donc surtout que les affaissements, tant centraux que

périphériques, du bassin méditerranéen alpin, ne se sont pas accomplis en une fois, que le mouvement qui avait commencé dans la période du Flysch a continué pendant toute la durée du premier Étage méditerranéen, et que les plissements, d'abord très intenses à l'Occident, se sont propagés peu à peu vers l'Est pour les Carpathes, vers le Sud pour les Apennins, et que ce n'est que vers la fin du deuxième Étage méditerranéen que l'activité tectonique a cessé à l'angle Sud-Est des Carpathes, là où elles passent aux Alpes de Transylvanie, qui ont subi des affaissements partiels à une époque encore plus récente, mais où l'absence de mouvements de plissement ne permet pas de faire l'histoire du mouvement tectonique.

Avec le deuxième Étage méditerranéen a commencé une nouvelle transgression de la Méditerranée, dont on retrouve les traces sur le bord de l'océan Atlantique, dans les bassins de la Loire et de la Gironde, dans le bassin du Rhône et jusqu'au Nord de la Suisse. De nouveaux affaissements au Nord de l'Adriatique livrent passage aux eaux marines qui envahissent la Hongrie, la Styrie, le bassin de Vienne et le synclinal péricarpathique. Mais la communication avec la Méditerranée ne paraît pas avoir duré longtemps, et bientôt nous voyons la mer sarmatique s'établir depuis le bassin du Rhône d'un côté, et de l'autre jusqu'à la Hongrie, la Basse-Autriche, la Pologne, le Sud de la Russie jusqu'au lac d'Aral et jusqu'aux Dardanelles, et aux régions encore continentales de la mer Égée. Cette mer intérieure, représentée encore aujourd'hui par la mer Caspienne, s'est desséchée peu à peu, laissant les dépôts pontiques dans les bassins d'érosion des couches sarmatiques.

Avec le troisième Étage méditerranéen apparaît une nouvelle transgression méditerranéenne, qui pénètre dans la vallée du Rhône. Elle paraît se trouver en rapport avec l'effondrement de Gênes et avec la rupture de la chaîne des Maures. Elle a eu probablement son contre-coup à l'intérieur de la chaîne, et c'est alors que le bord occidental de l'affaissement du Piémont du commencement du Tertiaire aurait été enlevé par un effondrement ultérieur.

Revenons maintenant aux régions de la Méditerranée qui n'ont pas participé aux plissements alpins et qui occupent la périphérie du bassin marin. Nous rencontrons une différence remarquable dans la disposition des couches sédimentaires. On sait que la mer nummulitique s'étendait au Nord, jusqu'au delà de la Belgique, mais que le bassin central était constitué par la Méditerranée et que les dépôts

de cette mer, surtout dans les Alpes, montrent un certain parallélisme avec les dépôts de la transgression de la mer du Flysch. Il suffira de rappeler les brèches du Flysch, ses plissements et ses chevauchements, et de les mettre en opposition avec les allures si tranquilles des dépôts contemporains des bassins de Mayence, de Paris, de la Belgique et de l'Allemagne du Nord, pour démontrer la différence complète entre le régime tectonique qui a présidé à ces formations de part et d'autre, et des mouvements qu'ils ont subis depuis leur déposition. De même, les couches néogènes, à peine dérangées en dehors des régions alpines, ont participé jusqu'aux derniers mouvements de celles-ci, de sorte que c'est à elles que l'on s'adresse pour les faire témoigner de l'histoire des derniers mouvements alpins. Enfin, la même opposition se retrouve pour les couches mésozoïques, dont les plissements, dans les montagnes des Alpes, s'imposent à l'œil le moins attentif, alors que leur gisement, presque horizontal en dehors de la région alpine, a lieu de nous surprendre quand nous songeons aux périodes infinies de siècles qui se sont écoulées depuis leur formation. Le contraste est frappant entre le désordre de la zone centrale et le repos si prolongé des couches des mers périphériques, reposant, aujourd'hui comme alors, sur les vastes tables cristallines qui entourent le globe depuis le Canada, le Groenland, la Scandinavie, jusqu'à la Sibérie. Cette opposition nous montre que l'activité tectonique de cette partie de l'écorce terrestre se concentre surtout dans la zone des plissements méditerranéens, et que les transgressions et les régressions si fréquentes dans cet océan, depuis les âges géologiques les plus reculés, trouvent leur origine dans les phases de cette activité et dans les modifications qu'elle amène dans les profondeurs de la mer, et le soulèvement des continents. Nous avons vu la zone des plissements, limitée au Nord par la Meseta ibérique, puis interrompus sur une courte distance par l'affaissement de la Catalogne, venir buter contre le Plateau central, suivre le bord méridional des Horsts rhénans et se continuer au Sud de l'Affaissement souabe, où, si la poussée alpine était venue du Sud, comme on le dit généralement, les chaînes de montagnes viendraient déferler au loin sur le bassin affaissé. Puis le massif de Bohême s'enfonce profondément sous la masse alpine, et plus à l'Est, nous voyons les Carpathes étendre leur arc sur la plate-forme russe et contourner ensuite l'affaissement de la Bukovine, de la Moldavie et de la Valachie. Au Sud, la zone plissée commence sur le bord atlantique du Maroc; sa limite passe au Schott el Hodna, pour se

rendre à l'angle occidental de la Sicile, laissant en dehors les couches horizontales, d'âge éocène et néogène, de l'île de Malte, et dont les failles transversales et périphériques montrent qu'elles constituent un horst en voie d'effondrement. La limite de la zone plissée remonte ensuite le long de l'Apennin et rencontre les massifs anciens de la péninsule balkanique. Celle-ci est affectée de plissements néogènes, en même temps que, sur sa périphérie et à l'intérieur, se multiplient les effondrements. Les plissements balkaniques vont ensuite rejoindre, à travers la mer Égée, les lignes anciennes de l'Asie mineure et se rattacher à la région du Caucase et à la zone volcanique d'affaissement qui, au Sud de cette chaîne, réunit la mer Noire à la mer Caspienne. La limite méridionale de cette partie de la zone plissée, où les mouvements tectoniques récents tendent peu à peu à couvrir les mouvements plus anciens, est fournie par l'arc, à courbure convexe au Sud, qui passe par l'île de Crète et le bord méridional de l'île de Chypre, et se prolonge par Antioche, Alep, Mambidj sur l'Euphrate et Erzeroum, le long de la ligne de fracture volcanique qui sépare l'Arabie de l'Asie mineure.

Nous pouvons dire que les Alpes constituent le bourrelet septentrional de cette zone plissée, bourrelet qui a débordé sur ce que M. Suess a appelé « l'avant-pays », mais nous sommes arrivé à étendre la notion du « Vorland » à toute la zone périphérique occupée par les massifs cristallins, dont le bord a été recouvert par ses couches sédimentaires non plissées et qui, en s'enfonçant vers l'affaissement central, tendent à se rapprocher les uns des autres, tandis que le chevauchement des masses superficielles en sens contraire produit les chaînes plissées, qui se disposent en arc autour de l'affaissement central.

À l'Est, dans la zone méditerranéenne orientale, les massifs anciens prédominent encore à la surface et laissent voir les lignes qui dénotent surtout les mouvements qui ont précédé ceux de la phase alpine. Grâce aux nombreux affaissements qui se produisent autour d'eux, ils deviennent graduellement plus mobiles et ils finiront, en se déplaçant, par produire le chevauchement des masses qui les recouvrent, et les plissements postalpins, jusqu'ici peu marqués, finiront par prendre la prédominance, et c'est ainsi que le mouvement continuera à s'étendre à l'Est.

Car il ne faut pas croire que nous puissions arriver à une période de repos; l'évolution du globe est fatale, et de même qu'il continue à tour-

ner, de même sa surface continuera à se transformer. M. Suess nous a montré la Méditerranée dans un état continuuel d'oscillation, s'étendant, se rétrécissant, pour revenir ensuite à un état antérieur. S'il est difficile de ne pas admettre que l'eau, élément mobile par excellence, en circulation continuelle entre l'atmosphère et les océans, peut nous fournir la raison de ces changements qui se continuent sans cesse, il faut se dire, d'un autre côté, que le fond du bassin dans lequel elle s'est déposée doit participer à cette instabilité. Les oscillations ne paraissent diminuer ni en importance ni en fréquence depuis le début de l'époque tertiaire, époque pendant laquelle les modifications du climat ne semblent pas avoir été suffisantes pour expliquer l'abondance ou la diminution des eaux de la mer et, par conséquent, les variations du niveau de l'Océan. Celui-ci, il est vrai, paraît avoir considérablement augmenté en superficie, au moins relativement à la surface continentale, depuis la fin du Mésozoïque, et son niveau a pu se modifier en conséquence, mais il ne semble pas possible de trouver là l'explication de la fréquence des oscillations, surtout depuis le début du Tertiaire.

Nous avons vu qu'une large bande de terrains plissés et chevauchés occupe la zone moyenne de la Méditerranée, là où les affaissements se répètent avec la plus grande fréquence et atteignent les plus grandes profondeurs, déterminant ainsi l'accumulation des matières sédimentaires d'abord, leur plissement et leur chevauchement ensuite. Tout autour, des couches sédimentaires d'âge contemporain occupent le fond de baies qui s'étendent plus ou moins loin à l'intérieur des terres, gardant encore leur position de repos; mais ici la série sédimentaire est souvent interrompue. Cette disposition de la zone centrale, en opposition avec celle des zones périphériques, nous explique l'évolution de la Méditerranée depuis les temps paléozoïques; au centre, de nouveaux affaissements, se répétant sans cesse, maintiennent le bassin central; sur le pourtour, des affaissements périphériques, produits par les effondrements des bords des horsts cristallins qui entourent la Méditerranée, accompagnent, s'ils ne provoquent les transgressions si fréquentes de la mer. Mais lorsque l'affaissement central tend à prédominer, les horsts cristallins situés autour du bassin d'affaissement commencent à se rapprocher par suite de la contraction de la terre. Les affaissements périphériques sont ainsi entraînés peu à peu vers le centre, leurs couches sédimentaires, d'abord plus ou moins horizontales, se plissent à leur tour et le même processus se répète sans cesse

depuis la période primaire. Actuellement, nous rencontrons des dépôts tertiaires en position de repos sur les bords de la Méditerranée, surtout vers l'Est, alors qu'au centre, dans les zones de chevauchement, ces mêmes dépôts, et même ceux d'un âge plus récent, participent déjà au plissement.

Nous sommes donc arrivé à comprendre dans une même synthèse l'origine des chaînes de montagnes de la zone méditerranéenne et l'évolution du bassin océanique central, la première ne représentant qu'une phase de l'affaissement continu du fond de la mer, affaissement déterminé par les progrès incessants de la contraction des couches superficielles de l'écorce terrestre, due au refroidissement du globe.

BIBLIOGRAPHIE

PAR ORDRE CHRONOLOGIQUE

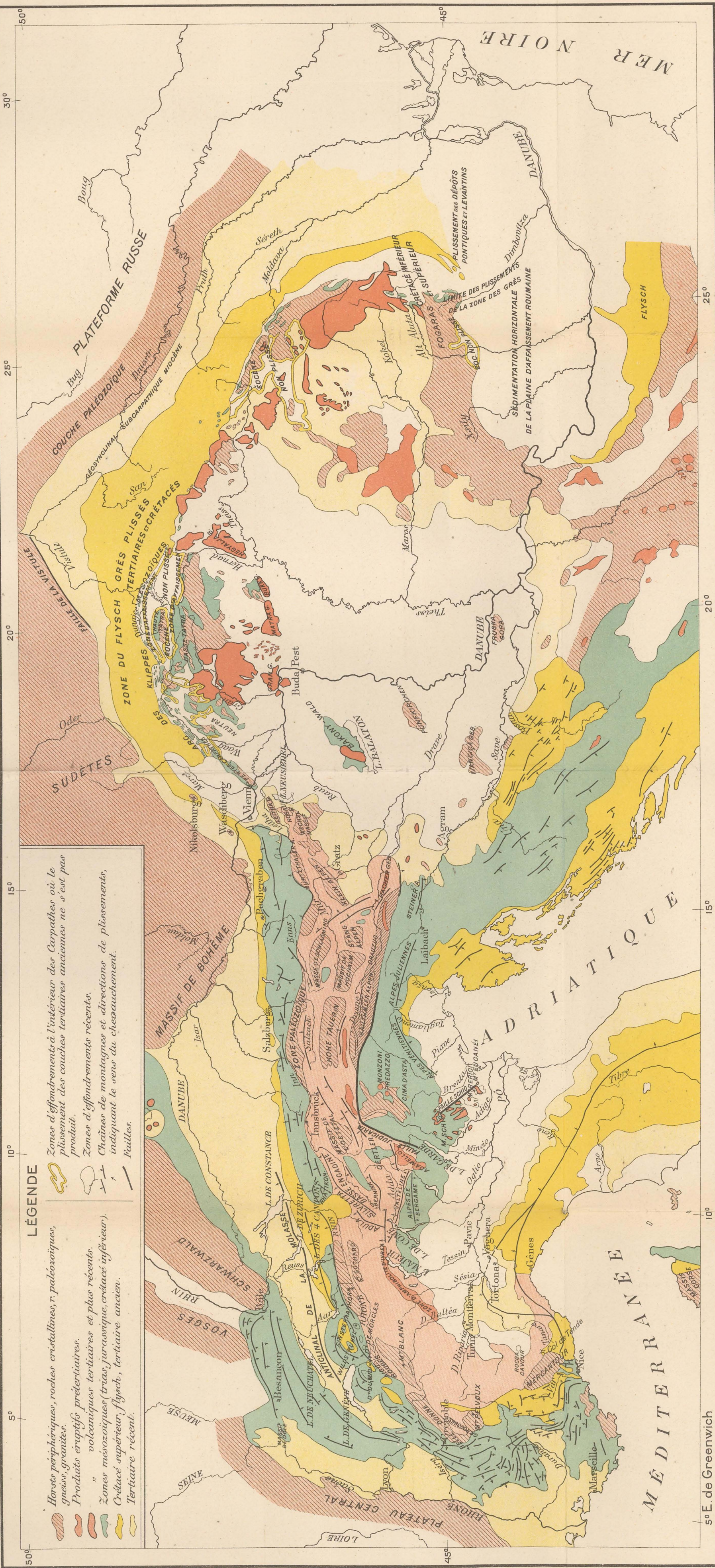
DES PRINCIPAUX OUVRAGES CONSULTÉS

- ED. SUESS, Die Entstehung der Alpen, 1875. Wien.
- F.-L. CORNET et A. BRIART, Sur le relief du sol en Belgique après les temps paléozoïques. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. V, 1877.)
- J. GOSSELET, Sur la structure générale du bassin houiller franco-belge. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, t. VIII, 1879-1880.)
- M. BERTRAND, Rapport sur la structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, t. XII.)
- M. BERTRAND, Rôle des actions mécaniques en Provence; explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset. (*C. R. Acad. des Sciences de Paris*, 13 juin 1887, et *Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, t. XIII.)
- M. BERTRAND, Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, t. XV, 1887.)
- M. BERTRAND, Les plis couchés de la région de Dragnignan. (*C. R. Acad. des Sciences de Paris*, 29 octobre 1888.)
- A. HEIM et EMM. DE MARGERIE, Les dislocations de l'écorce terrestre. Zurich, 1888.
- C. DIENER, Der Gebirgsbau der West-Alpen. Wien, 1891.
- M. BERTRAND, Le Môle et les collines du Faucigny. (*Bull. du Serv. de la Carte géol. de France*, 1892.)
- H. SCHARDT, Origine des Préalpes romandes. (*Eclogae Geol. Helvet.*, IV, 1893.)
- M. BERTRAND, Études sur le bassin houiller du Nord et sur le Boulonnais. (*Ann. des Mines*, 9^e série, V, 1894.)
- A. BRIART, Géologie des environs de Fontaine-l'Évêque et de Landelies. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXI, 1894, MÉM.)
- E. HAUG, L'origine des Préalpes romandes. (*Arch. des Sciences phys. et nat. de Lausanne*, 1894.)
- H. SCHARDT (in), Livret-guide géologique de la Suisse. (*Congrès géol. intern. de Zurich*. Paris et Lausanne, 1894.)
- E. HAUG et W. KILIAN, Lambeaux de recouvrement de l'Ubaye. (*Ann. de l'Univ. de Grenoble*, 1895.)
- M. LUGEON, La région de la Brèche du Chablais. (*Bull. du Serv. de la Carte géol. de France*, t. VII, 1895-1896.)

- F. SACCO, Les rapports géo-tectoniques entre les Alpes et les Apennins. (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. IX, 1895, MÉM.)
- ED. SUSS, La face de la Terre. (Trad. EMM. DE MARGERIE, 1897-.....)
- E. HAUG, Les régions dites exotiques du versant Nord des Alpes suisses. (*Bull. Soc. vaud. de Sciences nat. de Lausanne*, 1899.)
- P. TERMIER, Sur la structure du Briançonnais. (*C. R. Acad. des Sciences de Paris*, 13 février 1899.)
- E. HAUG, Les géosynclinaux et les aires continentales. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, t. XXVIII, 1900.)
- W. KILIAN, Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. (*Bull. du Serv. de la Carte géol. de France*, t. XI, n^o 75, 1900.)
- P.-J. HOLMQUIST, Bidrag till diskussion om skandinaviske fjellkedjans tektonik. (*Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, t. XXIII, 1901.)
- M. LUGEON, Les grandes nappes de recouvrement du Chablais et de la Suisse. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, 1901.)
- H. DOUVILLÉ, Mesogée, Distribution des Rudistes, des Orbitolites et des Orbitoïdes. (*Bull. Soc. Géol. de France*, 3^e série, t. XXVIII, 1902.)
- P. TERMIER, Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. II, 1902.)
- A. TORNIQUIST, Excursion géologique dans la Sardaigne. (*Sitz. K. Preuss. Akad. Wiss.*, t. XXXV, juillet 1902.)
- C. DIENER, Bau und Bild der Ost-Alpen und Karstgebietes. Wien, 1903.
- E. HAUG, Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. (*C. R. du Congrès géol. de Vienne*, 1903.)
- P. TERMIER, Les schistes cristallins des Alpes. (*C. R. du Congrès géol. de Vienne*, 1903.)
- V. UHLIG, Bau und Bild der Karpaten. Wien, 1903.
- R. NICKLÈS, Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone sub-bétique. (*Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. IV, 1904.)
- P. TERMIER, Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. (*Bull. Soc. géol. de France*, mai 1904.)
- A. TORNIQUIST, Die Trias auf Sardinien und die Keupertransgression in Europa. (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 1904.)
- R. DOUVILLÉ, Sur les Préalpes sub-bétiques aux environs de Jaën. (*C. R. Acad. des Sciences de Paris*, 3 juillet 1905.)
- G. GEYER, Zur Deutung der Granitklippe im Pechgraben. (*Verh. K. K. geol. Reichsanstalt*, 14 März 1905.)
- M. SAVORNIN, Esquisse orogénique des chaînons de l'Atlas, au Nord-Ouest du Schott el Hodna. (*C. R. Acad. des Sciences de Paris*, 16 janvier 1905.)



CARTE DE LA ZONE D'AFFAISSEMENT MÉDITERRANÉENNE TERTIAIRE (PARTIE ALPINE).



LÉGENDE

- Horsts périphériques, roches cristallines, r. paléozoïques, grès, granites.
- Produits éruptifs, prétertiaires.
- volcaniques tertiaires et plus récents.
- Zones mésozoïques (trias, jurassique, crétacé inférieur).
- Crétacé supérieur, flysch, tertiaire ancien.
- Tertiaire récent.
- Zones d'effondrements à l'intérieur des Carpates où le plissement des couches tertiaires anciennes ne s'est pas produit.
- Zones d'effondrements récents.
- Chânes de montagnes et directions de plissements, indiquant le sens du chevauchement.
- Fautes.

5° E. de Greenwich

Dressée par Dr C. Van de Wiele,

Octobre, 1905.

Établi cartographique E. Paterson et J. Toussaint. Bruxelles.

d'après la Carte géologique internationale et les travaux de MM. SUESS, LUGEON, HAUG, SACCO, DIENER et V. UHLIG.

ÉCHELLE DE 1 4 000 000

