

CONFÉRENCES

des

21, 22 et 23 février 1955.

Tectogenèse par gravité (*),

par R. W. VAN BEMMELEN.

(Université d'Utrecht.)

RÉSUMÉ :

A. — *Aperçu de la notion généralisée de la tectogenèse par gravité, vue comme réaction aux causes primaires de l'orogénèse. L'auteur distingue quatre classes de tectogenèse par gravité selon les conditions physiques et la profondeur des roches déformées :*

I. — Tectogenèse épidermale : *ceci correspond à la notion restreinte de tectogenèse par gravité ; c'est l'écoulement ou glissement par gravité.*

II. — Tectogenèse dermale : *déformations par cassures du socle cristallin, causées par l'état de contrainte gravimétrique.*

III. — Tectogenèse bathydermale : *déformations plus ou moins plastiques des parties inférieures migmatitisées de l'écorce, en conséquence de l'énergie potentielle du relief orogénétique.*

IV. — Tectogenèse subcrustale : *aplanissement du relief orogénétique par des écoulements de masses subcrustales qui cherchent à rétablir l'équilibre hydrostatique.*

B. — *Des exemples de ces quatre classes de tectogenèse par gravité sont donnés.*

(*) Conférence donnée à l'Université de Bruxelles, le 21 février 1955, dans le cadre des Échanges culturels belgo-néerlandais.

A. — NOTION GÉNÉRALISÉE DE LA TECTOGENÈSE PAR GRAVITÉ.

Pour comprendre la cause dynamique de la déformation des roches, c'est-à-dire de la tectogenèse, il faut partir de l'idée qu'un équilibre complet, ne comportant aucune contrainte mécanique, n'a rien à voir avec l'équilibre dit « isostatique », mais qu'il a plutôt un caractère nettement hydrostatique.

Si cette dernière condition ne se trouve pas réalisée, les contraintes apportées à la gravité finissent par amener le déplacement ou la déformation des roches constituantes. Les qualités physiques de ces roches entrent alors en jeu. L'existence de certains seuils de résistance et les circonstances physico-chimiques sont les facteurs principaux qui déterminent une résistance plus ou moins longue à l'état de contrainte, la déformation ou le transport des roches et finalement le retour à un équilibre normal.

Une déviation de l'équilibre hydrostatique dans la lithosphère peut se produire par plusieurs causes endogènes, telles que *a) causes mécaniques* : changements de la rotation de notre planète, dérive des continents, courants subcrustaux; *b) causes thermiques* : contraction planétaire par refroidissement ou dilatation par réchauffement radioactif ou par réactions chimiques de caractère exothermique; *c) causes chimiques* : changements de densité et de volume par processus chimiques pendant le métamorphisme, métasomatisme, l'anatexie, la migmatitisation, la différenciation magmatique.

Ces causes endogènes sont les causes primaires de l'orogénèse. Elles troublent à certains endroits l'équilibre hydrostatique de la lithosphère. Elles se montrent à la surface comme des mouvements différentiels dans le sens vertical, qui produisent le relief orogénétique (*tectogenèse primaire*).

L'énergie potentielle de ce relief est réduite ou même effacée par des mouvements dans une direction plutôt latérale (*tectogenèse secondaire*). La force principale de cette seconde catégorie de déformations et de déplacements des masses est la pesanteur.

RENÉ PERRIN (1934), dans sa théorie du « métamorphisme générateur de plissements », est d'opinion que c'est surtout l'augmentation de volume qui est responsable des plissements. Mais les changements de volume produisent seulement des états de contrainte élastiques. Ces efforts peuvent être relâchés

par de petites déformations des roches encaissantes, ou par gonflement vers la surface. Les écarts de densités, au contraire, produisent des accumulations d'énergie potentielle qui ont un pouvoir beaucoup plus grand pour la déformation et le transport des roches. Les roches deviennent trop lourdes ou trop légères pour la place qu'elles occupent dans la lithosphère (1). Il faut des déplacements des masses, des véritables circulations hydrodynamiques de matière avec des dimensions plus ou moins grandes, afin que ces masses troublantes arrivent à leur propre place.

La notion généralisée de la tectogenèse par gravité comprend toutes déformations et tous déplacements des roches dans la lithosphère, qui résultent du retour à l'équilibre hydrostatique par l'action de la gravité.

Ces mouvements peuvent être étudiés par des méthodes géologiques du terrain quand leurs traces affleurent à la surface. Sinon, seulement des méthodes géophysiques peuvent nous en donner des indications.

Le principe restreint de tectogenèse par gravité comprend seulement le glissement le long d'une pente orogénétique, l'écoulement par gravité comme dans un glacier (DE SITTER, 1954). Mais il est impossible de limiter la tectogenèse par gravité aux phénomènes superficiels et accessoires de l'orogénèse, parce que les contraintes, causées par les écarts de l'équilibre hydrostatique, ne règnent pas seulement dans les pentes du relief orogénétique. Au contraire, les trajectoires du champ des forces gravitationnelles traversent toute la lithosphère.

C'est pourquoi l'auteur (1931, 1933, 1950, 1954 a) est disposé à généraliser la notion de la tectogenèse par gravité. Elle dépendra seulement des propriétés des roches et de l'intensité des chutes de pression partout où la tectogenèse primaire sera suivie par une tectogenèse secondaire de caractère gravitationnel.

Les états de contrainte dans la tectosphère sont d'une origine complexe. Les pressions peuvent résulter de la combinaison de forces qui sont dirigées vers le haut dans les masses trop légères pour la place qu'elles occupent, ou vers le bas dans les masses

(1) Ce déséquilibre produit à la surface des anomalies gravimétriques. Par tâtonnement on peut se rendre compte que ces écarts de densité ne peuvent se trouver qu'à des profondeurs généralement inférieures à 100 km. Dans cette zone de la lithosphère la plupart des mouvements orogénétiques ont lieu. C'est pourquoi on l'appelle la « tectosphère ».

trop lourdes. L'énergie potentielle des masses, qui forment la compensation isostatique à la base de l'écorce sialique, appartient à la première catégorie de mouvements, celle de la tectogenèse primaire. L'énergie potentielle du relief orogénétique se classe dans la seconde catégorie, celle de la tectogenèse secondaire.

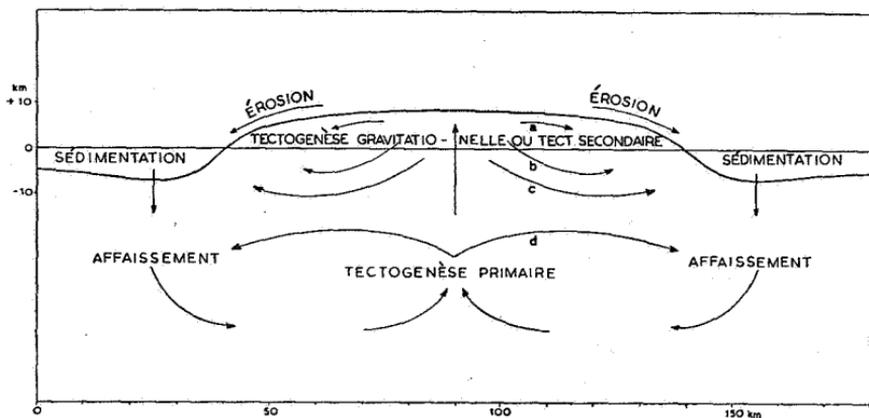


FIG. 1. — La circulation orogénétique des masses.

Soulèvement par causes endogènes (= tectogenèse primaire) et aplanissement du relief par l'action de la pesanteur (= tectogenèse secondaire).

- a = tectogenèse épidermale (glissement de couverture);
- b = tectogenèse dermale (déformation cassante du socle);
- c = tectogenèse bathydermale (déformation plastique de la zone migmatitisée);
- d = tectogenèse subcrustale (déformation hydrodynamique du substratum).

Toutefois, il n'est pas toujours possible de déterminer la cause des mouvements différentiels dans le sens vertical. Sont-ce des foisonnements physico-chimiques en profondeur qui forment des intumescences à la surface, ou bien sont-ce des circulations de masse selon les principes hydrodynamiques ? Pour des raisons pratiques, du point de vue du géologue de terrain, tous les mouvements différentiels dans le sens vertical, qui forment le relief orogénétique, peuvent être conçus comme appartenant à la tectogenèse primaire. Tandis que la tectogenèse qui accompagne l'aplanissement du relief orogénétique est de la tectogenèse par gravité (tectogenèse secondaire).

La figure 1 montre la circulation des masses qui accompagne l'orogénèse.

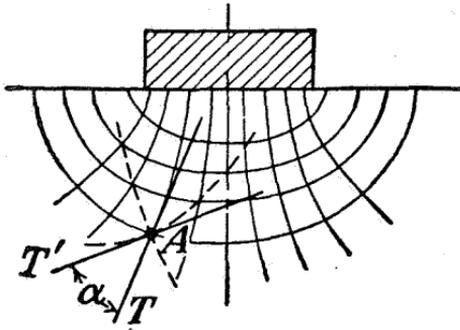


FIG. 2a. — Distribution des efforts principaux produits par une charge allongée.

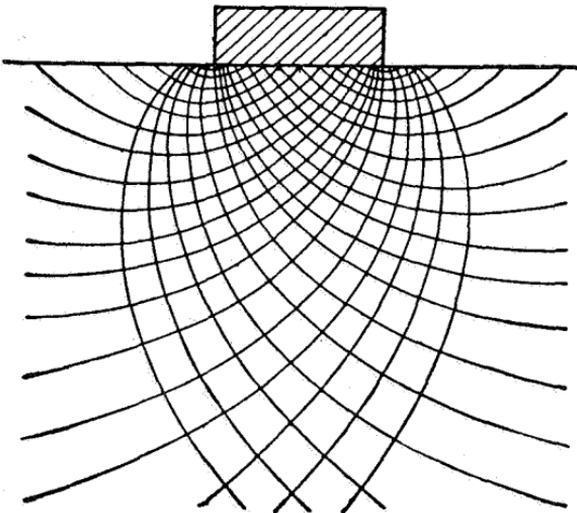


FIG. 2b. — Trajectoires des efforts de cisaillement produits par une charge allongée.

Les mouvements différentiels de la surface dans le sens vertical de la tectogenèse primaire produisent l'orogénèse, tandis que l'érosion et la tectogenèse secondaire réduisent le relief orogénétique. Le nivellement par l'érosion s'opère en état dispersé (en état détritique ou en état de dissolution) tandis que les aplanissements par la tectogenèse secondaire n'amènent pas la désintégration complète des roches. C'est un transport

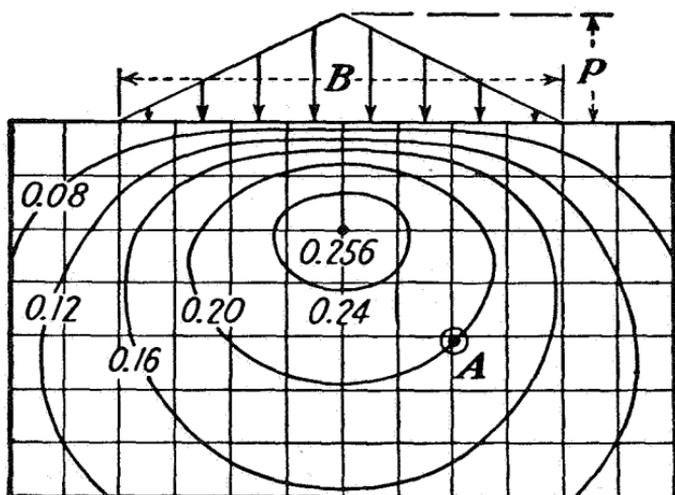


FIG. 3. — Distribution des efforts de cisaillement produits par une charge allongée d'un profil triangulaire.

en masses plus ou moins cohérentes. Les géologues peuvent étudier les traces de ce transport dans le terrain et sous le microscope.

La figure 2 montre les trajectoires des efforts principaux (fig. 2 a) et de cisaillement (fig. 2 b) produits par une charge allongée, comme une chaîne de montagnes pesant sur la surface du géoïde.

La figure 3 montre la distribution des efforts de cisaillement causés par le poids d'une chaîne avec un profil triangulaire. L'effort maximum de cisaillement se trouve en dessous de la surface géoïdale, à une profondeur comparable à l'altitude maximum de la chaîne au-dessus de cette surface. La température élevée, les hétérogénéités et d'autres anisotropies, le « climat » physico-chimique, tous ces facteurs contribueront à la formation d'une fissure initiale dans le rayon des efforts maxima de cisaillement situé dans le soubassement de la chaîne.

La répartition des contraintes est soudainement et essentiellement modifiée quand une telle amorce de rupture a eu lieu. Les efforts maxima de cisaillement sont alors concentrés dans les prolongements de la fissure et, par conséquent, celle-ci s'étend latéralement (voir fig. 10). La composante tangentielle de frottement sur la surface de rupture est insuffisante pour équilibrer les contraintes, qui se reportent sur la périphérie. Lorsque la rupture s'est étendue suffisamment, ses deux lèvres se déplacent l'une par rapport à l'autre, et la fissure se trans-

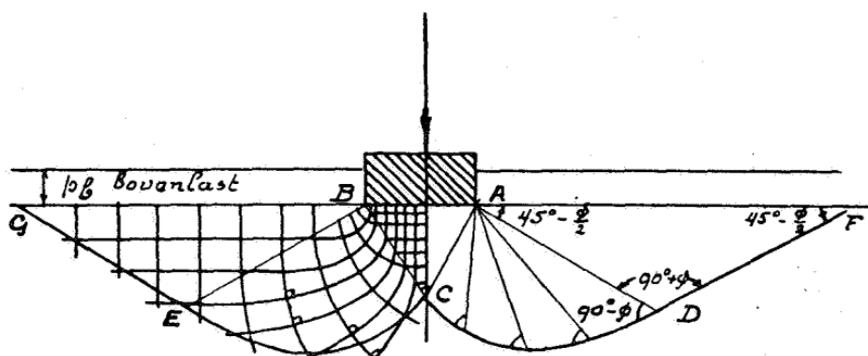


FIG. 4. — Construction de la trace d'une cassure courbée, produite par une charge allongée sur une fondation de matière non cohérente.

forme en faille. C'est le déclenchement progressif d'un champ d'efforts gravitationnels (« progressive failure » en anglais), pendant lequel la fissure se propage le long d'un plan courbé et prépare l'éroulement de l'édifice orogénétique.

La figure 4 montre la construction d'un tel plan courbé de rupture pour un poids allongé sur une fondation de matière non cohérente. Les constructions des champs de tensions utilisées dans la théorie des fondations peuvent être appliquées aux circonstances géologiques, parce qu'elles sont indépendantes de l'échelle géométrique. Il dépendra de la résistance des roches aux efforts de l'état de contrainte gravimétrique et du climat physico-chimique que le poids d'un édifice orogénétique soit soutenu à la longue ou non. Les observations géologiques font voir que les montagnes se comportent souvent comme des géants sur des pieds d'argile.

L'éroulement d'un édifice orogénétique sous l'action de son propre poids produit des déformations des roches en diverses profondeurs. On peut distinguer quatre niveaux principaux de

tectogenèse secondaire selon le caractère de la résistance des roches aux déformations :

I. — *La couverture* de sédiments non consolidés, plus ou moins plastiques ou interstratifiés dans des couches lubrifiantes. C'est l'« épiderme » de la tectosphère.

II. — *La partie supérieure de l'écorce sialique*, le socle cristallin, est beaucoup plus rigide et possède en général des seuils de résistance à la déformation plus élevée que ceux de la couverture. C'est l'écorce sialique sensu stricto ou « derme ».

III. — *La partie inférieure de l'écorce sialique* est souvent mobilisée pendant l'orogénèse par des réactions physico-chimiques, comme la migmatitisation et l'anatexie, et par des intrusions magmatiques. Ce « bathyderme » est plus plastique que le derme, et sa viscosité peut être aussi bien inférieure à celle du substratum sous-jacent pendant l'état d'activité et de mobilisation par des processus physico-chimiques.

IV. — *Le substratum* peut être considéré comme un liquide très visqueux qui se déforme plastiquement selon les principes hydrodynamiques (1).

Par conséquent, quatre types de tectogenèse par gravité peuvent être distingués selon le niveau de la tectosphère dans lequel les mouvements se déroulent (fig. 5).

I. — *Classe épidermale* : Déformations plus ou moins plastiques de la couverture sédimentaire.

Type *a* : Avalanches.

Type *b* : Écroulement des édifices volcaniques.

Type *c* : Glissement libre.

Type *d* : Glissement obstrué.

Type *e* : Diapirisme.

II. — *Classe dermale* : Déformations par cassures du socle cristallin (mouvements en bascule).

III. — *Classe bathydermale* : Déformations plus ou moins plastiques du socle mobilisé par migmatitisation, intrusions, etc. (style pennique de l'orogénèse alpine).

(1) Selon les conditions physico-chimiques changeantes, la viscosité de tous niveaux de la tectosphère peut varier dans l'espace et dans le temps d'une manière très considérable. Voir la discussion de l'auteur (1954 *b*).

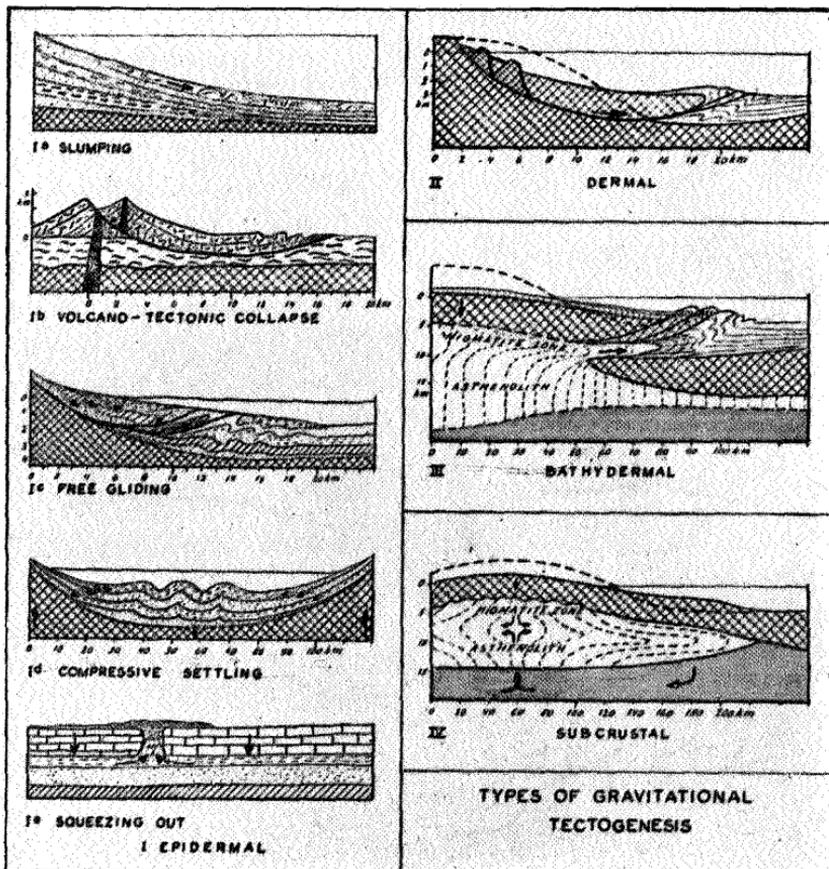


FIG. 5. — Schéma des quatre classes de tectogenèse par gravité.

IV. — *Classe subcrustale* : Déformations hydrodynamiques de masses très visqueuses.

Plusieurs types de tectogenèse par gravité peuvent coopérer dans l'effort de relaxation de l'état de contrainte qui résulte de l'énergie potentielle.

L'érosion et la solifluxion sont exclues de la tectogenèse par gravité. Bien que le transport soit le résultat du champ de gravité, le terrain s'écoule en état altéré et dispersif; par conséquent, il n'en résulte pas de structures tectoniques. D'ailleurs, l'érosion dépend largement du climat, c'est-à-dire de facteurs exogènes, tandis que la tectogenèse par gravité est surtout une réaction à des causes endogènes.

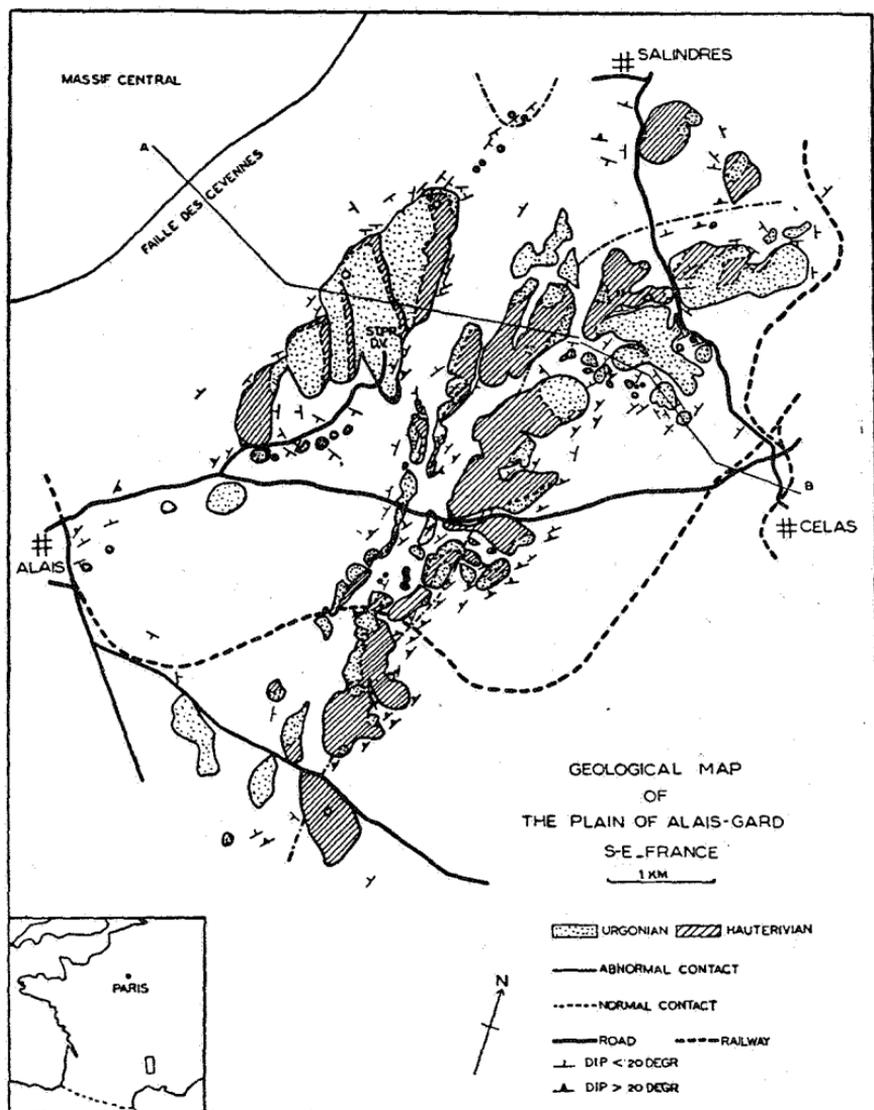


FIG. 6. — Les mégabréches d'Alais (France).

Carte géologique montrant la distribution des collines urgoniennes et hauteriviennes sur l'Oligocène (Stampien et Chattien) légèrement plissé.

(D'après Koop, 1952, fig. 1.)

Les avalanches ou éboulements et les mouvements glissants des couches superficielles ont un caractère transitoire parce que le transport est encore plus ou moins turbulent, chaotique et incohérent. Mais des structures tectoniques peuvent déjà en résulter, comme les mégabèches, mentionnées comme exemple ci-après.

La cohérence des masses est en général plus ou moins préservée pendant ces déformations et ce transport par l'action de la pesanteur. C'est soit un flux laminaire comme celui d'un glacier ou d'une pâte visqueuse comme un flot de lave, soit un mouvement en bascule comme l'écroulement d'une digue ou d'un escarpement de roches plus rigides.

B. — EXEMPLES.

Après cet aperçu de la tectogenèse par gravité, nous citerons quelques exemples :

α) TECTOGENÈSE PAR GRAVITÉ SELON LA NOTION RESTREINTE.

I. — Classe épidermale.

Type I a : *Les avalanches et les glissements des parties superficielles du terrain* sont assez connus.

Généralement l'origine par la force de la pesanteur d'un dépôt bréchoïde d'éboulement est bien clair. Mais on connaît aussi des exemples de brèches qui possèdent des éléments de telles dimensions qu'on obtient l'impression d'une structure « tectonique ». Ces dépôts sont nommés « mégabèches » par CHESTER LONGWELL (1951) qui en décrit des exemples aux États-Unis, tandis que KOOP (1952) en a décrit un très bel exemple de France dans la vallée d'effondrement d'Alais à l'Est du Massif central (fig. 6).

Quelques géologues français (GOGUEL, GERMA, GOTTIS, MAINGUY, 1953) ont douté de l'interprétation de KOOP que les îlots de calcaires et marnes crétacées dans la vallée d'Alais sont des masses allochtones, résultant d'un éboulement de l'escarpement de la faille marginale du Massif central (Faille des Cévennes). Ils croient que ces îlots sont enracinés au fond de la vallée et entourés par les sédiments tertiaires, ou bien que ce sont en partie des brèches intercalées dans l'Oligocène.

Mais leurs objections sont purement académiques. Chaque géologue, qui étudiera ces brèches sur le terrain, comme l'auteur

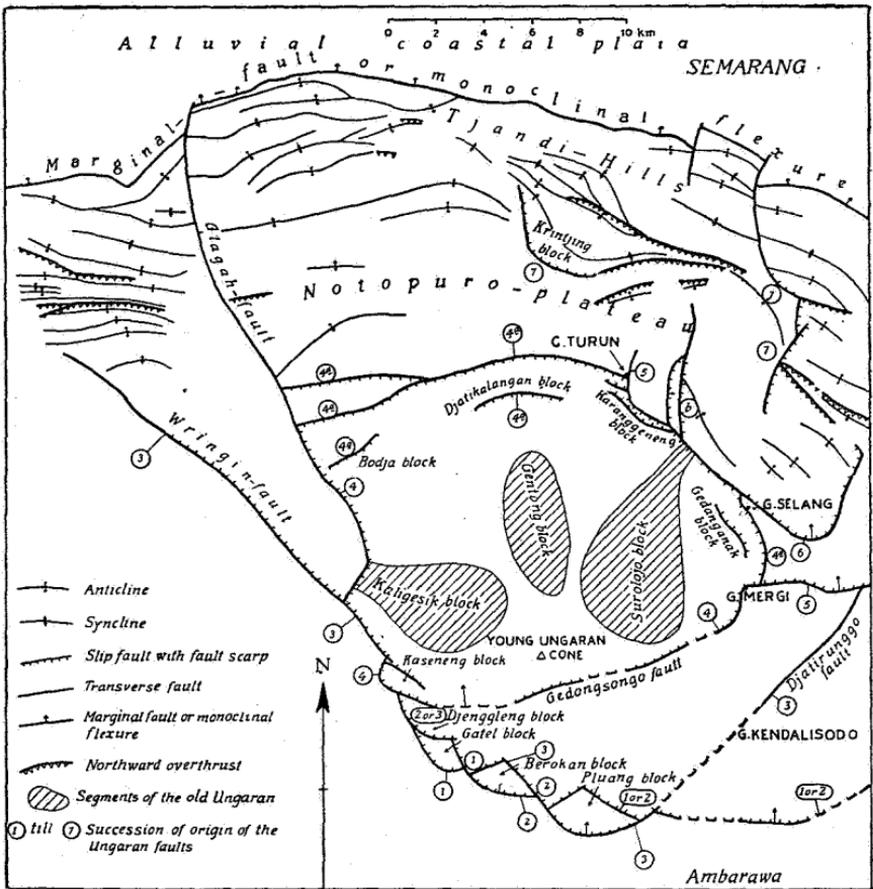


FIG. 7. — Carte du système conjugué des failles et des plissements de l'Ungaran (région de Semarang, Java central).

(D'après VAN BEMMELEN, 1949, vol. I A, fig. 309, p. 613.)

l'a fait avec KOOP pendant l'été de 1951, et qui contrôlera l'observation que la limite stratigraphique entre le Chattien et le Stampien passe en dessous de ces collines de calcaires et marnes crétacés, sera convaincu qu'elles représentent un exemple de glissement du type des mégabèches.

Les Klippes aux Alpes suisses, les Klippes de Bir Brinnès en Algérie (VAN DER FLIERT, 1953) et la nappe des Fatu's en Timor (*Geol. of Ind.*, I, A, pp. 520-521 et fig. 233; fig. 249 sur pl. 30; fig. 251-252, pp. 542-543) sont transportés par un mécanisme analogue, c'est-à-dire par glissement superficiel de masses plus ou moins incohérentes.

Dans ces cas de masses isolées on ne peut pas concevoir que la mise en place soit due à une poussée exercée à l'arrière (GIGNOUX l'a appelé *vis à tergo*, une expression suggestive

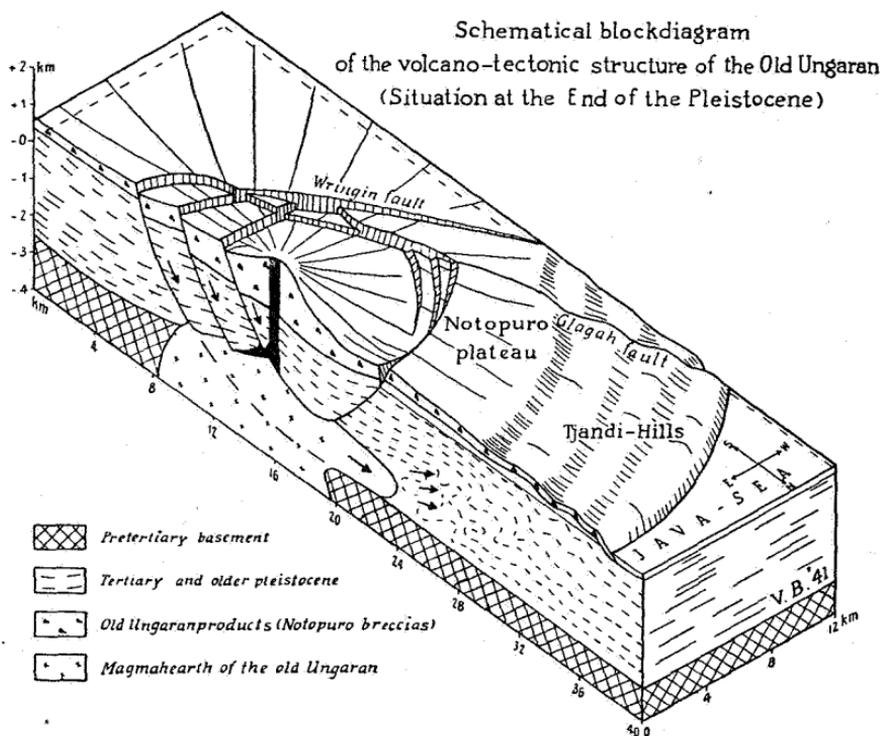


FIG. 8. — Bloc-diagramme montrant la structure de l'Ungaran vers la fin du Pléistocène (Semarang, Java).

(D'après VAN BEMMELEN, 1949, vol. I A, fig. 308, p. 612.)

pour qualifier l'idée qu'on se faisait, depuis ARGAND, du mécanisme de la progression des nappes et des lambeaux de recouvrement).

Type I b : Les écroulements d'édifices volcaniques à Java sont très instructifs pour les principes de la tectogenèse par gravité. Les causes profondes sont représentées dans ce type par le volcanisme qui a construit des cônes volcaniques pesant des milliards de tonnes qui reposent sur une fondation de sédiments plastiques. Le volcanisme ne tient pas compte de la résistance limitée de cette fondation marneuse et argileuse.

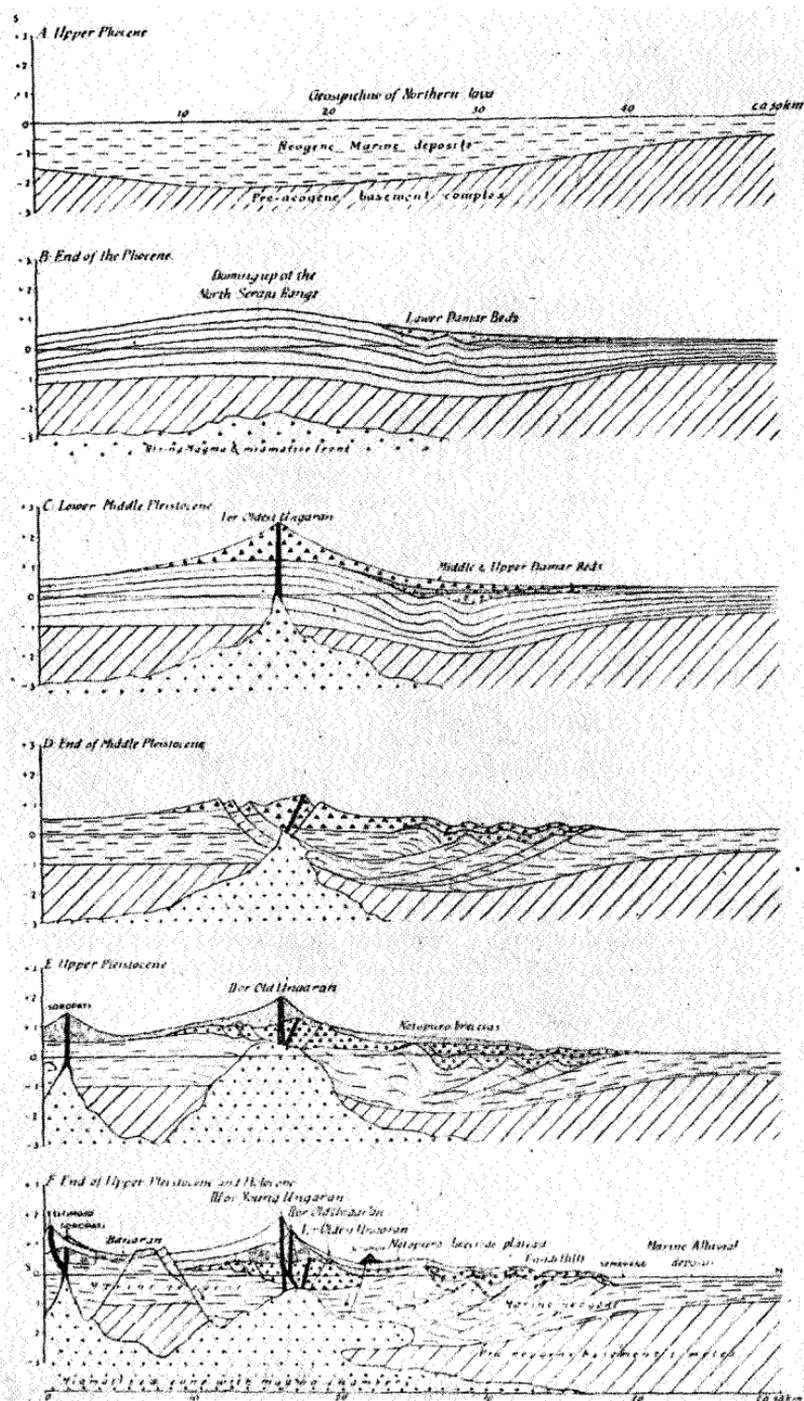


FIG. 9. — Coupes génétiques montrant les phases successives de l'évolution vulcano-tectonique de l'Ungaran (Semarang, Java).

(D'après VAN BEMMELEN, 1949, vol. I A, fig. 310, pl. 33.)

Par conséquent, l'édifice volcanique, ayant obtenu certaines dimensions, s'écroule. Cette catastrophe peut se répéter plusieurs fois pendant la vie d'un volcan. Le volcan Ungaran, au Sud de Semarang, Java central, montre trois générations, c'est-à-dire trois phases constructives, séparées par deux catastrophes d'écroulement. La figure 7 montre le système conjugué des failles de l'Ungaran. Les failles d'extension sont arquées et interreliées avec les plis de compression par des failles transversales (par exemple la faille de Glagah).

La figure 8 est un bloc-diagramme de la situation au Pléistocène supérieur après le second écroulement et avant la formation du cône de l'Ungaran actuel. Les failles de Glagah et de Wringin représentent les failles transversales qui lient les failles arquées d'étirement, dans les régions plus hautes au centre, avec les plis de compression dans les régions plus basses, au pied de l'édifice volcanique.

La figure 9 montre dans une série de coupes successives l'échelonnement dans le temps de l'évolution structurale de ce volcan et de sa fondation. Pour les détails de ces exemples d'écroulement volcanique à Java le lecteur intéressé est renvoyé à *The Geology of Indonesia*, volume I A, pages 547-644, par l'auteur (1949).

Type I c : *Le glissement libre* ou décollement de la couverture sédimentaire le long d'une pente orogénétique est aussi un phénomène reconnu du principe restreint d'écoulement par gravité.

Un bel exemple a été observé par l'auteur au centre de Java, dans la région de Karangkoobar, près de Bandjarnegara. Au Nord de la vallée du Seraju un géanticlinal a été soulevé pendant le Plio-Pléistocène. Cette chaîne était surtout composée de marnes d'âge tertiaire. Pendant sa surélévation le magma basaltique et andésitique traversait les couches sédimentaires et couronnait la voûte par des volcans imposants et l'enveloppait d'une carapace de brèches volcaniques plus ou moins rigides.

Dans la suite les sédiments tertiaires marneux du noyau géanticlinal ont percé localement cette carapace volcanique et se sont écoulés comme un glacier sur le relief du fond de la vallée du Seraju, en formant une « nappe de recouvrement » avec une distance de charriage de presque 10 km (*Geol. of Ind.*, vol. I A, 1949, fig. 301 sur pl. 32).

Des lambeaux de roches volcaniques d'âge pléistocène et même des volcans entiers avec des cratères encore préservés sur leur sommet flottent sur le dos de cet écoulement de sédiments tertiaires. Des triangulations répétées en 1931 et en 1936 ont démontré que deux volcans, le Pawinihan et le Tela-galele, sont actuellement « en route » par glissement avec des vitesses moyennes d'environ 24 et 40 cm par an. (Pour des renseignements plus détaillés voir *The Geology of Indonesia*, 1949, vol. I A, pp. 609-610 et fig. 306.) Les nappes de recouvrement à Céram (*loc. cit.*, fig. 185, pp. 447-449), à Timor (*loc. cit.*, fig. 233, pp. 520-521), à Sumatra (Djambi nappes, *loc. cit.*, fig. 351, pp. 669-670), etc. sont toutes le résultat de glissements plus ou moins libres.

Un très bel exemple alpin de glissement libre est la formation des nappes de flysch du bassin supérieur de la Durance entre les massifs de Mercantour et de Pelvoux (GIGNOUX et MORET, 1938). C'est pour l'interprétation de la mise en place de ces nappes que l'expression « écoulement par gravité » a été créée.

Type I d : *Les glissements obstrués* sont rencontrés dans les bassins de subsidence qui se remplissent de sédiments. Ce remplissage est un moyen d'égaliser les écarts gravimétriques qui résultent des mouvements différentiels dans le sens vertical par causes primaires. Mais les effets de la dénudation érosive dans les régions surélevées et de la sédimentation dans les régions d'affaissement sont souvent incapables de niveler suffisamment l'énergie du relief primaire. Les dépôts dans le bassin de sédimentation subissent alors une compression par laquelle ils sont finalement déformés en plis. Ces faisceaux de plis se trouvent le long des bordures du bassin, parallèles aux chaînes de montagnes adjacentes, ou bien ils sont concentrés comme anticlinoria au centre, ou bien les plis sont distribués plus ou moins régulièrement dans le bassin de sédimentation. Cela dépend de la géométrie du relief orogénétique et de la distribution des poussées compressives qui en résultent. Dans beaucoup de cas la compression des contenus d'un bassin de sédimentation est compensée par un décollement de la couverture sédimentaire des chaînes de montagnes marginales (dénudation tectonique par glissement). Dans ces cas l'intensité des phénomènes de compression (plissements, structure imbriquée) diminue de la bordure vers le centre du bassin. La Zone de Bogor à Java occidentale est un bel exemple en Indonésie (*Géol. of Ind.*, vol. I A,

fig. 343 sur pl. 37, pp. 657-659). Les chaînes subalpines à l'Est du massif de Belledonne (Chartreuse, Vercors), décrites par GIGNOUX et MORET (1952), sont un bel exemple en Europe. Les plis peuvent se concentrer au centre, où ils forment des anticlinoria, quand le bassin d'effondrement a la forme d'un sillon géosynclinal avec une zone axiale d'effondrement plus prononcée. L'anticlinorium de Kendeng, Java oriental (*Geol. of Ind.*, vol. I A, pp. 582-584), et l'anticlinorium de Samarinda, Bornéo oriental (*loc. cit.*, vol. I A, pp. 351-353), sont des exemples de faisceaux de plis dans la zone axiale de quelques idiogéosynclinaux de l'Indonésie. Par contre, les plis qui ont relâché l'état de contrainte du bassin pétrolifère de Sumatra méridional sont distribués d'une manière plus uniforme (*loc. cit.*, vol. I A, fig. 33 à p. 117).

Type I e : Le diapirisme représente un autre cas de tectogenèse par gravité. L'inversion locale de l'augmentation de la densité vers la profondeur produit des systèmes d'énergie analogues à la presse hydraulique. Des couches de sel plus légères et plus plastiques que les sédiments environnants, ou le contenu des poches migmatitiques ou magmatiques, causent de telles situations hydrauliques. Des injections vers la surface en résultent, qui donnent naissance aux dômes de sel, batholites granitiques en massifs circonscrits, subvolcans, dykes, etc. Strictement parlant, seul le diapirisme dans la couverture sédimentaire doit être classé ici. Mais il faut bien admettre qu'également pour l'énergie ascensionnelle du magma la gravité est le moteur principal, soit qu'il s'agisse de forces archimédiennes exercées par le substratum, soit que le poids du toit intervienne directement. Vue de cette façon, la montée injective du magma appartient bien au diapirisme *sensu lato*.

β) TECTOGENÈSE PAR GRAVITÉ SELON LA NOTION GÉNÉRALISÉE.

Le glissement par la gravité a été démontré maintes fois pour les structures épidermales, que les géologues peuvent étudier par des observations directes sur le terrain. Par conséquence, la conception restreinte de glissement ou d'écoulement par gravité a été acceptée maintenant par la plupart des géologues.

Mais pour les structures formées à une certaine profondeur, dans le derme ou le bathyderme, il est plus difficile de démontrer que la force motrice des déformations est la gravité. Néan-

moins, l'énergie potentielle, qui produisait dans ces profondeurs des déformations et des déplacements dans le sens latéral, était aussi le résultat de la force de la gravité. Cette énergie potentielle s'était accumulée pendant les mouvements différentiels dans le sens vertical dû aux causes primaires de l'orogénèse.

Les phénomènes d'étirement et de compression, mutuellement compensatoires, qui se produisent dans l'écorce à cause de la tectogenèse par gravité, possèdent souvent des dimensions supérieures à celles des glissements superficiels, de sorte que ces relations peuvent échapper à la vue des géologues locaux.

D'ailleurs, les structures de la tectogenèse dans les niveaux plus profonds ne peuvent être étudiées qu'après une longue période de soulèvement et d'érosion qui les a mises à nu et accessibles à nos observations directes. Mais le relief orogénétique, qui existait pendant la tectogenèse par gravité, a subi un changement radical par ces mouvements tardifs. Souvent la zone de surélévation et d'étirement est effondrée et couverte en discordance par des sédiments plus récents, tandis que l'ancien bassin de sédimentation, qui était refoulé par la compression, a été soulevé ensuite, étalant maintenant ces plis et ces nappes de charriage dans une chaîne de montagnes.

Afin de démontrer le caractère gravitationnel de la tectogenèse en profondeur, il est nécessaire de reconstruire exactement et correctement le relief orogénétique et la distribution des masses de diverses densités qui existaient pendant cette tectogenèse. C'est dire qu'il est impossible de concevoir le mécanisme des déformations en étudiant la carte géologique et les coupes de la situation actuelle. Il faudrait d'abord reconstruire non seulement la paléogéographie, mais aussi rendre compte de la paléogéophysique.

II. — Classe dermale.

L'état de contrainte résultant du relief orogénétique peut produire des ruptures en profondeur, où les efforts de cisaillement atteignent un maximum (fig. 3). Ces ruptures s'étendent latéralement, en formant des failles courbées, le long desquelles les lèvres peuvent se déplacer (fig. 4). Finalement il peut en résulter un « *mouvement de bascule* », d'où il peut résulter une interversion du rejet, car dans la partie supérieure basculée on trouve un faisceau de failles normales d'étirement et d'affais-

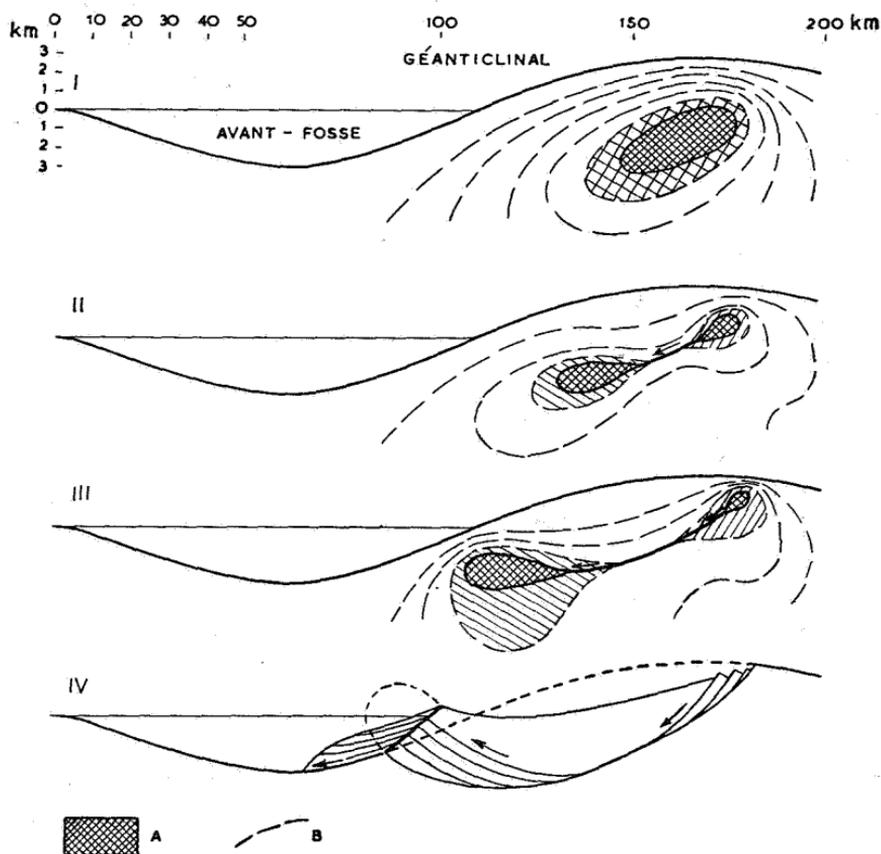


FIG. 10. — Schéma du déclenchement progressif d'un mouvement en bascule pendant l'éroulement d'un géantoclinal vers son avant-fosse.

sement, tandis que dans la partie moyenne c'est plutôt un déplacement par poussée latérale, et dans la partie inférieure la faille peut former un faisceau de failles de charriage (fig. 10).

Le charriage au front nord du Harz en Allemagne, par exemple, est interprété par WUNDERLICH (1953) comme un semblable mouvement en bascule effectué par un lambeau superficiel du socle cristallin du Harz.

L'effet d'un mouvement en bascule est une diminution de l'énergie potentielle du relief orogénétique. La situation est comparable à l'éroulement d'une digue. Parfois la partie moyenne basculée est comprimée quand la partie affaissante du côté supérieur est tout près de la partie émergente du côté

inférieur. Mais il est aussi possible que ces deux extrémités de la bascule soient reliées par une partie intermédiaire plus longue, plus ou moins horizontale, par laquelle la poussée de la partie supérieure est transmise latéralement à la partie inférieure.

La règle fondamentale pour la reconstruction de telles déformations en bascule est la règle de la compensation volumé-

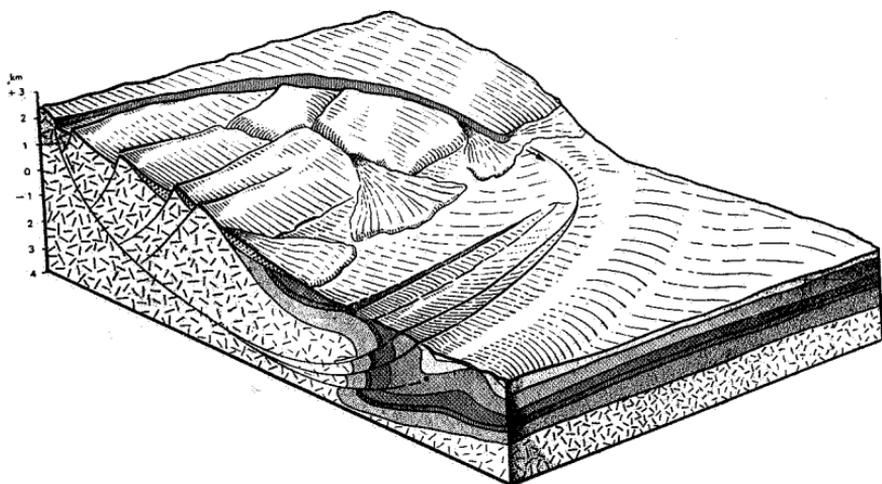


FIG. 11. — Bloc-diagramme d'un mouvement de bascule.

La partie supérieure montre des blocs d'effondrement par des failles du type Y (psilon). Les failles d'étirement, arquées au sommet, sont liées par des failles transversales aux failles de charriage, imbriquées dans la partie inférieure de la bascule.

trique. Le volume des masses disparues de la partie élevée de l'édifice orogénétique est le même que celui qui a été ajouté au pied. Cette règle est plus importante que le calcul des rejets le long du plan de la faille.

Il en est ainsi parce que une partie des déplacements peut s'équilibrer par des déformations internes des masses, de caractère plus plastique, ou que des mouvements internes peuvent se produire par l'intermédiaire d'un faisceau de plans sub-parallèles.

Les masses dans la partie supérieure d'une bascule subissent des efforts de traction qui tendent à produire un écartement des lèvres, résultant en fissures béantes. De telles fentes d'extension sont conservées, par exemple, dans les basaltes d'Islande où elles sont nommées « gjár » (singulier « gjá »). Mais en général

des amincissements par flux se produisent dans cette partie supérieure ou bien des effondrements par l'intermédiaire de failles du type « *Y(psi)* » (voir fig. 11).

III. — Classe bathydermale.

Le socle cristallin en dessous des fonds géosynclinaux est souvent mobilisé par le front ascendant des migmatites. Cette zone plastique de la migmatitisation est une autre zone dans laquelle des déformations et des transportations de masses peuvent prendre naissance à cause de la gravité. Les trajectoires des efforts principaux et des efforts de cisaillement, appartenant aux états de contrainte gravimétrique, passent naturellement aussi par cette zone migmatitisée. Il est donc possible qu'une partie des déformations et des déplacements des masses qui tendent à la restauration de l'équilibre hydrostatique se déroulent dans le bathyderme plastique. C'est la tectogenèse du type pennique dans les Alpes.

Une période d'affaissement géosynclinal est généralement suivie par une surélévation de la zone axiale. Cette tumescence est surtout provoquée par le front ascendant de migmatitisation. Par conséquent, cette voûte émergente va s'étaler sous l'action de son poids vers son avant-fosse. Le sommet subit un étirement en formant une schistosité de flux dans les roches migmatitisées, tandis que le soubassement de l'avant-fosse subit des poussées latérales en formant des plis embryonnaires en même temps que des faisceaux de ruptures à cause des efforts de cisaillement (« *Gleitbretter-falten* » selon W. SCHMIDT, 1934; voir fig. 10).

Le migma sera injecté dans les noyaux de ces plis embryonnaires. Ces derniers sont renversés ensuite par leur propre énergie gravitationnelle, en formant des plis couchés du style pennique avec des injections de migmatites dans leurs « racines » (WENK, 1952).

Puis cette avant-fosse, déformée par les refoulements penniques et envahie par des injections de migmatites, est soulevée pendant l'étape suivante de l'évolution, tandis que l'ancien noyau orogénétique s'affaisse. Le géologue du terrain ne peut étudier les déformations penniques qu'après une inversion complète du relief : soulèvement de l'avant-fosse et affaissement du géantoclinal original. Les noyaux de diastrophisme dans l'arrière-pays, soulevés pendant la phase orogénétique

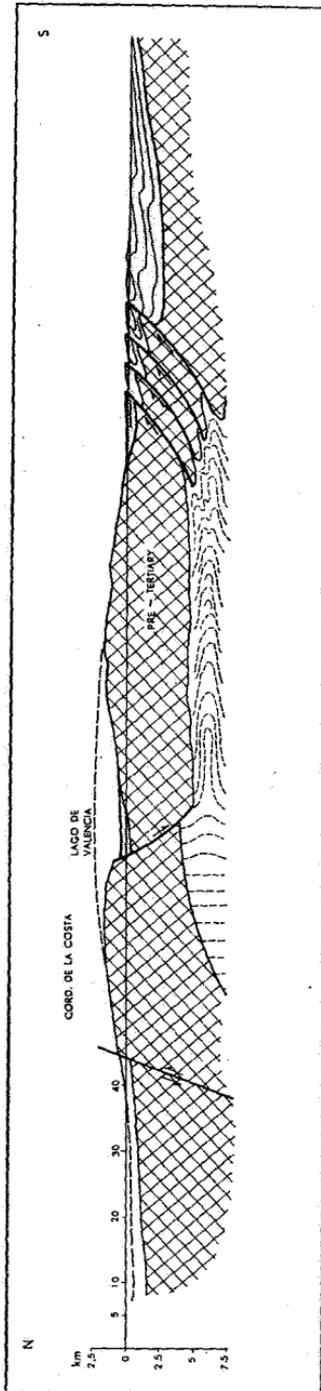


FIG. 12. — Aplaniement du relief orogénétique, après la surélévation paléogène de la Cordillère de la Costa en Venezuela, par l'action de la tectogenèse bathythermale.

précédante, sont généralement couverts en discordance angulaire par des sédiments plus jeunes, ou bien ils occupent une position sous-marine. De l'avis de l'auteur, le bassin pannonien au centre des Carpathes et la masse médiane de la Sonde (Indonésie) sont des exemples d'anciens noyaux de diastrophisme dans l'arrière-pays, qui montrent le socle cristallin plus ou moins à découvert, étiré, faillé et localement envahi par des roches effusives d'un volcanisme tardif de l'orogénèse.

Un tel mécanisme des déformations du style pennique signifie le contraire du principe de succion (nommé « *Verschluckung* » par AMPFERER et « *Abbau* » par E. KRAUS). On observe dans la zone pennique plutôt une augmentation de volume par des plissements et des injections de migmatites. C'est donc un apport de masse. Il n'y a aucune trace de réduction de volume par succion des masses vers la profondeur. L'observation que quelques-unes des unités tectoniques de l'édifice alpin sont plus ou moins recouvertes par d'autres, à cause des étalements sous l'action de leur propre poids pendant la tectogénèse secondaire, n'a rien à voir avec la notion de « *Verschluckung* », c'est-à-dire la disparition de larges compartiments du socle cristallin vers la profondeur. Par exemple, le recouvrement du massif de Tavetsch par le massif du Gothard, et le recouvrement de la partie sud du massif du Gothard par la nappe de Léventine et les gneiss de Verampio, comme il est indiqué dans les coupes en couleurs des Alpes suisses, publiées récemment par NABHOLZ (1954).

WENK et HALLER (1953) ont décrit un bel exemple d'un pli couché de migmatites de la chaîne calédonienne du Groenland, formé par déversement de ces roches dans un état mobilisé sous l'action de la pesanteur.

En général, ces déformations plastiques de la zone migmatitisée seront liées par des failles d'étirement avec la surface dans le sommet de la voûte géantclinale et par des failles de charriage au pied de cette voûte du côté de l'avant-fosse. La structure post-oligocène de la Cordillère de la Costa de Venezuela nous donne un exemple de ce type bathydermal de tectogénèse par gravité (fig. 12).

IV. — Classe subcrustale.

Enfin, les circulations des masses, qui tâchent de restaurer l'équilibre hydrostatique de la tectosphère, peuvent avoir lieu entièrement en dessous de l'écorce rigide.

Dans ce cas on n'aperçoit à la surface qu'un aplanissement progressif du relief orogénétique, c'est-à-dire des affaissements des hauts-fonds et des exhaussements des bas-fonds. Ce sont donc des mouvements différentiels dans le sens vertical sans aucune tectogenèse secondaire observable à la surface. Cette tectogenèse subcrustale est aussi une réaction aux causes primaires de l'orogénèse. Elle se distingue de la tectogenèse primaire en ce qu'elle réduit l'énergie potentielle du relief orogénétique. Mais, parce que les traces de ces mouvements ne seront probablement jamais mises à découvert par l'érosion, ce type de tectogenèse secondaire n'intéresse pas le géologue du terrain.

γ) COMBINAISON

DE DIVERS TYPES DE TECTOGENÈSE PAR GRAVITÉ.

La tectogenèse primaire peut évoquer des combinaisons de diverses réactions par la pesanteur (tectogenèse secondaire).

Par exemple, un soulèvement du socle cristallin avec sa couverture sédimentaire peut produire d'abord des glissements épidermaux et ensuite des mouvements en bascule dans le soubassement rigide. Ou bien un géantoclinal émergent peut produire successivement ou simultanément des glissements de la couverture sédimentaire, des écroulements en bascule dans le socle cristallin et un flux visqueux de la zone mobilisée dans le bathyderme.

Les Pyrénées nous en donnent un exemple illustratif. Elles sont constituées par une chaîne de montagnes de 450 km de longueur et 100 km de largeur, avec une altitude maximum de 3.400 m. Cette chaîne est composée d'un socle cristallin produit par l'orogénèse hercynienne et d'une couverture sédimentaire d'âge mésozoïque et éocène.

La zone axiale des Pyrénées fut soulevée pendant l'Éocène et les zones adjacentes (Bassin d'Aquitaine au Nord et Bassin de l'Èbre au Sud) s'effondraient simultanément, comme compensation volumétrique de l'émergement de l'axe central. C'est là un exemple de tectogenèse primaire.

Suivant le schéma de la figure 1, l'érosion et la sédimentation aspiraient d'abord à niveler le relief orogénétique. Mais celui-ci se développait trop vite pour qu'il puisse être aplani simplement par une dénudation érosive. Les différences d'altitudes furent les plus grandes pendant le Lutétien supérieur et le Bartonien, lorsque les conglomérats grossiers de Palassou se formaient.

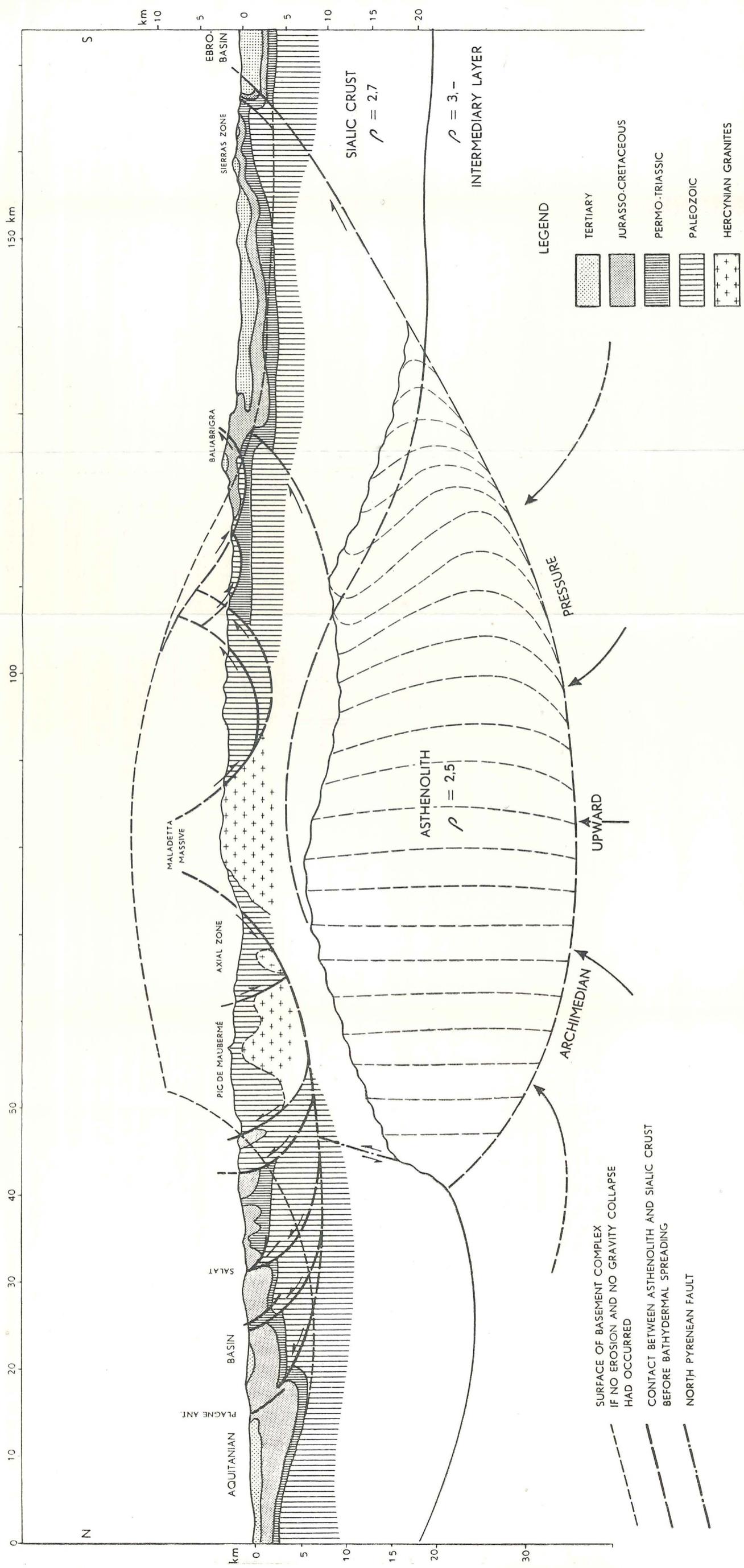


Fig. 13. — Aplanissement du relief orogénétique des Pyrénées, par combinaison de tectogenèse gravitationnelle en divers niveaux. Reconstruction selon la notion généralisée de la tectogenèse par gravité d'une coupe, publiée par DE SITTER (1953)

Immédiatement après, un glissement de la couverture produisait le premier plissement des sédiments du Bassin d'Aquitaine et un émergement temporaire à cause de cette compression. Mais la tectogenèse primaire continuait, causant progressivement la surélévation de la chaîne et l'affaissement des fosses marginales. La mer retourna dans ces fosses et la Molasse se déposa (Rupélien-Aquitainien).

Le géantoclinal pyrénéen s'écroula ensuite en produisant des mouvements en bascule dans le socle cristallin qui refoulaient les sédiments des fosses vers le Nord et vers le Sud.

La figure 13 est une coupe à travers les Pyrénées publiée par DE SITTER (1953) et réinterprétée selon la notion généralisée de la tectogenèse par gravité.

La faille nord-pyrénéenne évolue à la suite de mouvements en bascule dans le socle cristallin. Des écroulements se succèdent du Sud au Nord vers le centre du Bassin d'Aquitaine; un charriage en déclenchait un autre voisin mais portant plus au Nord. La zone axiale est probablement une zone d'effondrement de la voûte géantoclinale. Elle est limitée par des failles du type Ypsilon.

On peut distinguer au versant sud : *a*) des glissements plus ou moins libres de la classe épidermale, effectués par les séries de sédiments paléozoïques, mésozoïques et tertiaires (Baliabrigra); *b*) des mouvements en bascule de la classe dermale (flanc sud du massif de Maladetta; *c*) des poussées à plus grandes distances, dans la zone des Sierras, liées avec des déformations plastiques dans la profondeur, de la classe bathydermale.

Si les Pyrénées n'ont jamais atteint l'altitude indiquée par la ligne - - - - sur la coupe (plus de 10 km), c'est parce que l'édifice orogénétique subissait déjà l'action de la tectogenèse secondaire pendant son soulèvement par la tectogenèse primaire.

Les causes endogènes de l'orogénèse sont indiquées sur la coupe comme un asthénolite à la base de l'écorce rigide. Cet asthénolite est probablement une accumulation de magma granitique et de roches migmatitiques. Il résulte d'une mobilisation par corrosion de la partie inférieure de l'écorce sialique, c'est-à-dire par des processus physico-chimiques en concordance avec l'affaissement du géosynclinal pyrénéen. Une telle accumulation de roches, à densité réduite, est trop légère pour la place qu'elle occupe dans la tectosphère. Quand l'état de contrainte qui en résulte a dépassé une certaine limite critique, cette « racine » de la zone pyrénéenne fut soulevée par des forces archimédiennes.

Au fur et à mesure que cette surélévation continuait, le géantoclinal naissant s'étalait vers ses fosses marginales, d'une telle manière qu'à chaque moment du développement orogénétique l'état de contrainte par la pesanteur fut justement compensé par les frottements aux plans des failles et par les résistances des roches à la déformation. Les déformations et les mouvements par la tectogenèse (primaire et secondaire) se manifestaient probablement comme une série de petites saccades et de tremblements de terre.

C. — CONCLUSIONS.

On peut essayer d'interpréter la dynamique de l'orogénèse par le principe de bicausalité, c'est-à-dire d'abord la formation d'un relief orogénétique par des mouvements différentiels dans le sens vertical (tectogenèse primaire), et puis l'aplanissement de ce relief par des mouvements différentiels plutôt dans le sens latéral (tectogenèse secondaire).

Des changements de densité de la matière dans la profondeur par des processus physico-chimiques (diffusions, différenciations, etc.) suffisent comme cause endogène de la tectogenèse primaire, parce que ces changements de densité troublent l'équilibre hydrostatique de la tectosphère. Les déplacements hydrodynamiques de masses qui en résultent se révèlent à la surface comme des mouvements différentiels dans le sens vertical (tectogenèse primaire). C'est ce que l'auteur a nommé les « ondations » de l'écorce terrestre.

L'énergie potentielle du relief orogénétique produit ensuite des déformations et des déplacements par la pesanteur, selon la notion généralisée de la tectogenèse secondaire.

Une telle conception de l'orogénèse cherche la cause endogène dans la partie du substratum directement sous ces masses mises en œuvre. Elle peut expliquer la relation intime entre les phases successives de l'orogénèse et des suites apparentées de roches ignées qui les accompagnent, comme l'auteur l'a démontré pour l'Indonésie (1949, 1954 *a*). Du point de vue thermo-dynamique cette conception est plus simple et d'une régionalité plus restreinte que les hypothèses géotectoniques qui évoquent des poussées latérales ou des courants de convections à une échelle planétaire et super-régionale.

BIBLIOGRAPHIE.

- BEMMELEN, R. W. VAN, 1931, The bicausality of diastrophism (undation and gliding) (*Journ. of Natural Sciences in the Neth. Indies*, vol. 91, n° 3, pp. 363-413, Batavia [Djakarta], 1931).
- 1932, The Undation theory (its deduction and its application on the western part of the Sunda Arc) (*Ibid.*, vol. 92, n° 1, pp. 89-242, Batavia [Djakarta], 1932).
- 1936, The undation theory on the development of the earth's crust. (*XVIIth Int. Geol. Congress*, Washington [D. C.], 1933, Proc. vol. II, pp. 965-982, Washington, 1936).
- 1949, The geology of Indonesia (*Agent Mart. Nijhoff*, La Haye).
- 1950 a, Gravitational tectogenesis in Indonesia (*Geologie en Mijnbouw*, vol. 12, n° 12, pp. 351-361, La Haye).
- 1950 b, Cosmogony and geochemistry (*XVIIIth Int. Geol. Congress in Great Britain*, 1948, Proc. part II, sect. A., pp. 9-21, London, 1950).
- 1954 a, Mountain Building (Edit. Mart. Nijhoff, La Haye).
- 1954 b, The geophysical contrast between orogenic and stable areas (*Geologie en Mijnbouw*, vol. 16, n° 8, pp. 326-334, La Haye).
- FLIERT, J. R. VAN DER, 1953, Tectonique d'écoulement et Trias diapir au Chetthaabas, Sud-Ouest de la ville Constantine, Algérie (*XIX^e session du Congr. Géol. Int. Alger*, 1952, Comptes rendus, fasc. III, pp. 71-88, Alger, 1953).
- GIGNOUX, M., 1948 a, La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes (*Bull. Soc. géol. de France*, 5^e sér., t. XVIII, pp. 739-760).
- 1948 b, Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité (*Trav. du Lab. de Géol. de l'Univ. de Grenoble*, t. XXVII, 1948, 34 pp.).
- 1950 a, Comment les géologues des Alpes françaises conçoivent la tectonique d'écoulement (*Geologie en Mijnbouw*, vol. 12, n° 12, pp. 342-346).
- 1950 b, La notion de temps en géologie et la tectonique d'écoulement par gravité (*XVIIIth Session Int. Geol. Congress Great Britain*, 1948, part XIII, pp. 90-96, London, 1950).
- GIGNOUX, M. et MORET, L. (avec la collaboration de D. SCHNEEGANS et P. LORY), 1938, Description géologique du bassin supérieur de la Durance (*Trav. Lab. Géol. de l'Univ. de Grenoble*, t. 21).
- 1952, Géologie dauphinoise. Masson & Cie, Paris, 2^e éd., 1952.
- GOGUEL, J., GERMA, J., GOTTIS, M. et MAINGUY, M., 1953, Discussion of « A megabreccia formed by sliding in Southern France » (*Amer. Journ. of Sci.*, vol. 251, pp. 831-832).
- KOOP, O. J., 1952, A megabreccia formed by sliding in Southern France (*Ibid.*, vol. 250, pp. 822-828).
- KRYNINE, D. P., 1947, Soil Mechanics. Mc. Graw Hill Book Co, 2d ed., New York.
- LONGWELL, CH. R., 1951, Megabreccias developed downslope from large faults (*Amer. Journ. of Sci.*, vol. 249, pp. 343-355).

- NABHOLZ, W. K., 1954, Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar Massiv-Seengebirge (*Geol. Rundschau*, vol. 42, 2, pp. 155-171).
- PERRIN, R., 1934, Le métamorphisme générateur de plissements (*Ann. Mines*, pp. 135-170, sept. 1934).
- SCHMIDT, W., 1934, Tektonik und Verformungslehre.
- SITTER, L. U. DE, 1953, Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires (Alpes, Pyrénées, Haut-Atlas) (*Bull. Soc. belge de Géol.*, 62, 1, pp. 38-57).
- 1954, Gravitational gliding tectonics (*Amer. Journ. of Sci.*, June, vol. 252, t. 62, pp. 38-57).
- WENK, E., 1953, Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Pennikums im Zentralen Tessin (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 36, 1, pp. 9-21).
- WENK, E. et HALLER, J., 1953, Geological explorations in the Petermann region, western part of Fraenkelsland, East Groenland (*Medd. om Gronland*, vol. III, n° 3, Kopenhagen).
- WUNDERLICH, H. G., 1953, Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg (*Geol. Rundschau*, vol. 41, Sonderband, 1953, pp. 200-223).
-

TABLE DES MATIÈRES.

	Pages.
RÉSUMÉ	95
A. — LA NOTION GÉNÉRALISÉE DE LA TECTOGENÈSE PAR GRAVITÉ ...	96
B. — EXEMPLES	105
α) <i>Tectogenèse par gravité selon la notion restreinte</i>	105
I. <i>Classe épidermale</i>	105
Type 1 a : Les avalanches et les glissements des parties superficielles du terrain	105
Type 1 b : Les écroulements d'édifices volcaniques.	107
Type 1 c : Les glissements libres ou les décollements de la couverture	109
Type 1 d : Les glissements obstrués dans les bassins de sédimentation	110
Type 1 e : Le diapirisme	111
β) <i>Tectogenèse par gravité selon la notion généralisée</i>	111
II. <i>Classe dermale</i>	112
III. <i>Classe bathydermale</i>	115
IV. <i>Classe subcrustale</i>	117
γ) <i>Combinaison de divers types de tectogenèse par gravité</i>	118
C. — CONCLUSIONS	120
BIBLIOGRAPHIE	121

L'évolution orogénétique de la Sonde (Indonésie) (*),

par R. W. VAN BEMMELEN.
(Université d'Utrecht.)

RÉSUMÉ. — *Trois grands systèmes orogénétiques se raccordent en Indonésie : le système des guirlandes insulaires asiatiques, le système circum-australien et le système des guirlandes insulaires de la Sonde. La région de la Sonde proprement dite forme le secteur central du dernier système. Ce secteur se compose d'une masse médiane (le socle cristallin de la Sonde) avec un faisceau orogénétique au Sud (Sumatra et Java) et un autre au Nord (Serawak dans la partie nord-ouest de Borneo) de cette masse.*

Une analyse de l'évolution des zones structurales de cette région de la Sonde, suivie par une synthèse des relations orogénétiques de l'ensemble dans l'espace et dans le temps, démontrent que la situation actuelle est le résultat du déroulement causal d'un processus orogénétique, qui commença au Dévonien dans un centre de diastrophisme (La zone d'Anambas). Ensuite, des « ondations » de l'écorce terrestre se déplacèrent pas à pas vers l'extérieur au cours des 200 ou 250 millions d'années suivantes, tout en formant des faisceaux arqués de guirlandes orogénétiques. Les phases tectoniques successives de ce processus orogénétique ont le caractère physique d'impulsions avec relaxations intermittentes de l'énergie endogène (« pulsations »).

1. INTRODUCTION.

L'Indonésie a été visitée par un millier de géologues, surtout des Européens et aussi des Américains, pendant un siècle de recherches géologiques (1850-1950), et la bibliographie éditée par la Société Royale Géologique et Minière Néerlandaise énumère plus de sept mille publications plus ou moins longues traitant de ce sujet.

Cet archipel n'est donc plus une région inconnue au point de vue géologique. Quoique les mailles du filet d'observations géologiques soient encore larges et d'une distribution inégale, on peut déjà tracer une image générale sur le réseau de faits primaires.

(*) Conférence donnée le 22 février 1955 à l'Université de Bruxelles, dans le cadre des échanges culturels belgo-néerlandais.

Dans la note présente quelques-uns de ces traits généraux de l'évolution géologique de l'Indonésie occidentale, nommée la région de la Sonde, seront discutés.

2. LIGNES DIRECTRICES DE LA PHYSIOGRAPHIE.

En étudiant les lignes directrices de la physiographie de l'Indonésie, on remarque trois grands systèmes de guirlandes orogénétiques qui se rejoignent aux environs des îles de Sula dans les Moluques. Ce sont :

I. — Le système des guirlandes insulaires asiatiques (Japon, Philippines, Celebes).

II. — Le système circum-australien (Nouvelle-Guinée, Nouvelle-Calédonie, Nouvelle-Zélande).

III. — Le système des guirlandes insulaires de la Sonde.

Ce dernier fait partie du grand système alpin, qui s'étend de Gibraltar à Banda et qui est né de la grande zone géosynclinale de l'ère mésozoïque, la Téthys. La partie orientale du système alpin, nommée système orogénétique de la Sonde, se branche en Assam au système himalayan et se poursuit comme arc convexe vers le Sud-Est jusqu'aux Moluques méridionales (Banda). Cet arc gigantesque, d'une longueur de plus de 7.000 km, se compose de cinq guirlandes insulaires, qui se raccordent par angles obtus (1 = Arakan-Yoma en Birmanie; 2 = îles Andaman et Nicobar avec la région d'Atchin en Sumatra; 3 = Sumatra central et méridional et Java; 4 = petites îles de la Sonde; 5 = la guirlande de Banda).

Ces secteurs montrent un style tectonique très uniforme. Chaque guirlande a une longueur de plus de 1.000 km et est composée de plusieurs zones structurales parallèles. En allant du côté convexe à l'extérieur vers le côté concave à l'intérieur on rencontre les unités tectoniques suivantes :

a) A v a n t - p a y s (bouclier continental de l'Inde, océan Indien, bouclier continental de l'Australie).

b) A v a n t - f o s s e : La fosse externe est remplie de sédiments sur le continent asiatique; au Sud de Java c'est une fosse de grande profondeur (— 7.450 m); un sillon de — 2.440 m

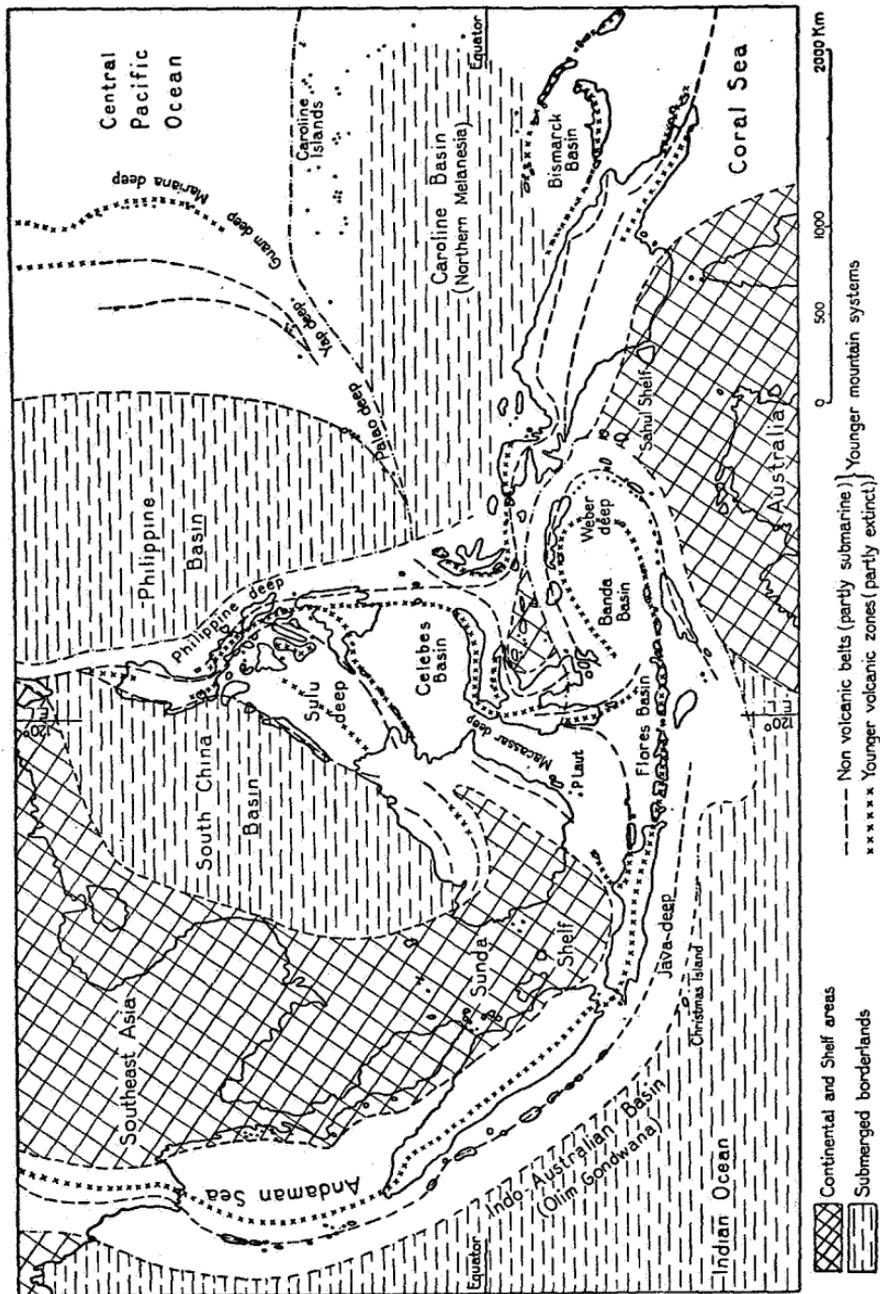


FIG. 1. — Carte schématique de la structure tectonique et de la position géotectonique de l'Indonésie.

sépare la guirlande de Banda de la plate-forme de Sahul submergée en bordure du bouclier australien.

c) *Arc externe* : Cette zone est composée d'une rangée de chaînes de montagnes, îles et crêtes sous-marines. Elle coïncide avec la zone d'anomalies négatives de pesanteur (l'axe de VENING MEINESZ). Cet arc externe est partout non volcanique.

d) *Fosse médiane*, qui est généralement de faible profondeur, sauf à Banda, à l'extrémité orientale, où se trouve le bassin d'effondrement de Weber (— 7.440 m).

e) *Arc interne* avec des volcans actifs ou déjà éteints.

f) *Arrière-fosse* : La fosse interne est composée de bassins d'affaissement des parties marginales du socle cristallin de l'arrière-pays. Ces bassins sont remplis par des sédiments terrigènes d'origine surtout interne, et par des sédiments volcaniques d'origine surtout externe. UMBGROVE les a nommés « *idio-géosynclinaux* ». Ils sont pétrolifères en Birmanie, Sumatra et Java.

g) *Arrière-pays* : En Birmanie on trouve le plateau de Shan à l'intérieur du faisceau plissé tandis que c'est un bassin marin à l'intérieur de la guirlande des Andaman (golfe du Bengale avec l'archipel de Mergui). L'arc de Sumatra et de Java fait la bordure méridionale du socle continental de la Sonde (en partie submergé par une mer épi-continentale). Au Nord des petites îles de la Sonde se situe le bassin d'effondrement de Flores (— 5.140 m), et au centre des arcs de Banda se trouve le bassin méridional de Banda (— 5.400 m). Ces aspects différents sont le résultat de mouvements verticaux pendant les dernières étapes de leur évolution. Tous ces compartiments appartiennent au géosynclinal mésozoïque de la Téthys.

3. HYPOTHÈSES GÉOTECTONIQUES.

L'avant-pays et l'arrière-pays du système orogénétique de la Sonde se composent alors de blocs continentaux et de fonds océaniques avec des surfaces plus ou moins plates. Entre ces deux unités se trouve la bande où l'écorce terrestre est déformée par des « *ondations orogénétiques* » ou « *plis de fond* », qui ont produit des crêtes et des sillons parallèles ayant chacun une largeur de 100 à 200 km.

Comment ce système de cordillères et de guirlandes insulaires s'est-il formé ? Beaucoup de géologues se rangent à l'avis de E. SUSS et E. ARGAND que la déformation orogénétique de la Téthys résultait des poussées tangentielles, transmises par les môles rigides des boucliers adjacents de l'avant-pays et de l'arrière-pays (hypothèses mobilistes de l'orogénèse).

L'orogénèse et les phénomènes volcaniques accompagnateurs seraient donc un effet secondaire de l'énergie terrestre, libérée en dehors des limites de la Téthys (les hypothèses de compression latérale par la dérive des continents, par des courants de convection subcrustaux, etc.).

Contrairement à cette théorie (hypothèses de compression latérale), l'auteur croit que la cause primaire de l'orogénèse se trouve directement en dessous du théâtre des bouleversements. Les causes profondes qui produisent les édifices tectoniques seraient alors plus limitées et d'une « régionalité » moins étendue. Elles n'impliquent pas un déplacement latéral de l'avant-pays et de l'arrière-pays (hypothèse fixiste de l'orogénèse).

Le volcanisme serait plutôt la cause primaire de l'orogénèse. La notion du volcanisme est comprise dans le sens large et définie comme l'ensemble des phénomènes physico-chimiques qui accompagnent l'ascension intracrustale des matières (juvéniles ou palingènes), soit en masses concentrées (roches éruptives), soit en état dispersé (diffusions des éléments) (hypothèse plutonique).

L'évolution du système orogénétique de la Sonde est un exemple très instructif de cette thèse. En étudiant les évolutions des secteurs de ce système l'auteur a démontré que les guirlandes insulaires du faisceau actuel sont le résultat d'une longue évolution orogénétique, qui commença dans un certain nombre de centres de diastrophisme situés au milieu de la zone de la Téthys. Pour le système de la Sonde ces centres de l'orogénèse sont nommés (du Nord-Ouest au Sud-Est) : 1) Shan, 2) Mergui, 3) Anambas, 4) bassin de Flores, 5) bassin méridional de Banda.

A partir du commencement de l'orogénèse, qui débuta pendant l'ère primaire (par l'affaissement de cette rangée de bassins de sédimentation dans la Téthys), des cycles d'ondation de l'écorce terrestre émigrèrent, pendant l'ère secondaire et tertiaire, progressivement vers l'extérieur. En se déplaçant laté-

ralement les arcs insulaires se raccordaient par des angles obtus, de manière que maintenant ils se présentent comme une série de guirlandes convexes vers l'avant-pays.

Afin de démontrer cette migration progressive de l'orogénèse nous donnerons d'abord de chaque zone structurale une analyse de son évolution. Puis une synthèse montrera la corrélation de l'évolution de ces zones parallèles dans l'espace et dans le temps.

Nous choisirons pour cette analyse le secteur central du système de la Sonde entre la mer de Chine méridionale et l'océan Indien, parce que c'est là que les données sont les plus complètes. C'est la région de la Sonde dans le sens strict. On y trouve au centre le *socle continental de la Sonde* avec la péninsule Malaise, l'archipel de Riau, Bornéo occidental et le shelf ⁽¹⁾ de la Sonde, qui s'étend de la partie sud de la mer de Chine à la mer de Java. La bordure sud est formée par le *faisceau méridional du système orogénétique de la Sonde*, avec les îles de Sumatra et de Java. La bordure nord est partiellement submergée mais dans la partie nord-ouest de Bornéo on peut étudier le *faisceau septentrional du système orogénétique de la Sonde*. Ces trois unités principales sont composées de plusieurs zones structurales parallèles. Dans les chapitres suivants, l'évolution orogénétique de ces zones sera discutée successivement en les traversant du Sud au Nord.

4. LE FAISCEAU MÉRIDIONAL DU CYCLE DE LA SONDE.

α) L'avant-pays est représenté par l'océan Indien avec une profondeur moyenne de ± 5.000 m. Selon STILLE (1948) et FAIRBRIDGE (1948) c'est un bassin océanique neuf formé par l'effondrement d'une partie de l'ancien hémisphère continental du Gondwana. L'affaissement de sillons géosynclinaux, qui divisaient le Gondwana en plusieurs compartiments continentaux, commença dès la fin de l'ère primaire. Mais il est probable que c'est seulement à la fin de l'ère secondaire que l'effondrement définitif de la marge de ce continent au Sud-Ouest du système orogénétique de la Sonde eut lieu. STILLE a nommé cet ancien continent marginal « Olim-Gondwana ».

(1) Shelf = plateau, en partie sous-marin, mais à faible profondeur.

La bordure septentrionale du fond océanique montre un léger bombement avant de plonger vers le fond de l'avant-fosse de la Sonde. Sur ce bombement sous-marin le grand cône volcanique de l'île de Noël (Christmas Island) s'est formé. Des intercalations de calcaires d'âge éocène indiquent que le volcan était actif pendant le Tertiaire inférieur.

Le volcan de l'île de Noël est composé d'une suite de roches ignées sodiques du type atlantique.

Dans plusieurs autres cas, la suite atlantique est associée aux régions rigides qui sont fracturées pendant une phase préparative à l'orogénèse. L'île de Noël est probablement un autre exemple d'une telle association.

De même à Timor, à l'extrémité orientale du système orogénique de la Sonde, une série identique de différenciation trachybasaltique est associée aux sédiments d'eau peu profonde du Permien. L'éruption de cette suite atlantique y indique, selon DE ROEVER, le morcellement pré-orogénétique d'une ancienne région continentale qui existait aux Moluques avant le début du cycle orogénétique.

En raisonnant de même, on peut supposer que les éruptions de la suite trachybasaltique de Christmas Island sont associées aux fractures qui préparaient et accompagnaient l'effondrement d'Olim-Gondwana.

β) L'arc externe. — Entre Christmas Island et Java on trouve une large fosse océanique, qui est divisée en deux par une crête médiane sous-marine. Les deux parties sont l'avant-fosse au Sud, d'une profondeur maximum de — 7.450 m et la fosse médiane au Nord (— 3.400 m).

La ride sous-marine qui les sépare représente l'état embryonnaire de l'orogénèse au cours duquel l'axe d'un géosynclinal fut soulevé en le transformant en géantoclinal. Cette crête est l'arc externe du système orogénétique de la Sonde. Elle coïncide avec la zone d'anomalies négatives de pesanteur de VENING MEINESZ. Constatation qui indique qu'en dessous de cette chaîne de montagnes naissante il y a une accumulation de matériaux qui sont trop légers pour la position qu'ils occupent dans la tectosphère. Par suite de cette accumulation la couverture de l'écorce sialique est poussée vers le haut, formant le bombement géantoclinal du fond de la mer.

Cette accumulation de matières légères est probablement composée de magma granitique et de roches migmatitisées à

la base et dans la partie inférieure de l'écorce sialique. L'auteur l'a nommée « asthénolite ». Cette base asthénolitique de l'arc externe n'affleure pas. Sa présence est seulement inférée des données gravimétriques. Mais sur les boucliers cristallins, avec leurs systèmes orogénétiques profondément découverts par l'érosion, on peut étudier les parties supérieures d'asthénolites consolidés. Ce sont les granits d'anatexie et les roches migmatitisées de la katazone. Selon le principe de comparaison ontologique, on peut supposer que de telles roches en conditions d'activité et mobiles se trouvent à présent à la base de l'arc externe.

La ride sous-marine au Sud de Java se prolonge vers le Nord-Ouest et change en une rangée d'îles à l'Ouest de Sumatra. Les levés géologiques de ces îles ont démontré que cet arc externe était une avant-fosse pendant le Crétacé et le Tertiaire. Des roches basiques et ultrabasiques (serpentinisées), qui sont intrusives dans le contenu sédimentaire de cette avant-fosse, représentent une suite ophiolitique. Les dépôts dans cette avant-fosse furent refoulés plusieurs fois vers l'Ouest en formant des plis et des écaillés de charriage. Ces phases tectoniques sont contemporaines avec les phases de soulèvement orogénétique du Barisan de Sumatra, lesquelles seront discutées plus loin. Les refoulements du contenu de l'avant-fosse ne sont qu'une réaction secondaire à la surélévation de la zone interne. C'est la tectogenèse par gravité qui causait des émergences temporaires. Mais l'abaissement primaire du fond de l'avant-fosse continuait pendant le Tertiaire et le Quaternaire, de sorte que les phases de tectogenèse secondaire ne font que des discordances angulaires qui représentent une courte interruption dans une série sédimentaire très épaisse.

Enfin, pendant le Quaternaire supérieur un bombement de l'axe géosynclinal commença, qui se poursuit jusqu'à l'heure actuelle. Le géantoclinal naissant, qui forme à présent l'arc externe du système de la Sonde, est encore dans l'état non volcanique et non isostatique.

γ) L'arc interne est lié à une autre province de roches ignées consanguines, celle du volcanisme fortement explosif de la suite pacifique. Cet arc interne est représenté par la chaîne volcanique du Barisan, qui forme l'épine dorsale de Sumatra, et par la chaîne volcanique de la partie sud de

Java. Il est le résultat d'une longue évolution orogénétique, comparable à celle des Alpes en Europe, laquelle se laisse résumer ainsi (1) :

A la fin de l'ère primaire l'ancien socle cristallin du Gondwana fut submergé par une mer épicontinentale dans laquelle la série sédimentaire du Permo-Trias se formait. Mais ce ne fut que pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur que les facies des sédiments purent indiquer un abaissement plus fort d'une avant-fosse.

Le contenu de cette avant-fosse fut envahi par des roches ignées de la suite ophiolitique. Dans les montagnes de Gumai et Garba, par exemple, le Crétacé inférieur est représenté par la formation de facies bathyal de Lingsing, qui montre l'association typique de radiolarites et serpentines.

Pendant le Crétacé moyen cette série sédimentaire fut fortement plissée et broyée, de sorte qu'elle fut transformée partiellement en une série compréhensive et dynamo-métamorphe, du type des schistes lustrés des nappes penniques des Alpes suisses. Cette série de schistes lustrés fut recouverte par des nappes de charriage originaires des zones tectoniques situées plus au Nord-Est.

Trois groupes de nappes de recouvrement sont distinguées, d'une provenance successive de plus en plus éloignée :

a) Dans les montagnes de Gumai les couches de Lingsing du Crétacé inférieur à facies bathyal se trouvent à côté des couches de Saling, qui sont aussi d'âge crétacé inférieur, mais qui sont d'un facies néritique et volcanique. Ces couches de Saling sont déposées originellement à une distance d'une centaine de kilomètres des couches de Lingsing dans la zone de Sumatra oriental. C'est probablement à cause d'un écoulement par gravité de la couverture pendant le Crétacé moyen que les couches de Saling se trouvent maintenant en contact avec celles de Lingsing.

b) Au versant oriental du Barisan de Sumatra central on trouve la chaîne de Suligi-Lipatkain, qui est caractérisée par la présence de minerais d'étain. Cette unité est probablement une nappe de recouvrement originaire de la zone de Bangka, à une distance de plus de 200 km.

(1) Fig. 351 à p. 671 de vol. I A « Geology of Indonesia » (1949).

c) Puis, aux secteurs central et méridional du Barisan, on trouve les nappes d'Umbilin et de Djambi. La dernière unité est composée de roches cristallines, d'âge anté-houiller, couvertes par une série sédimentaire non métamorphe avec une riche flore d'âge houiller supérieur et des calcaires à fusulines permienes.

La nappe de Djambi vient probablement d'une zone tectonique encore plus loin à l'Est, celle de Karimata, à une distance d'environ 350 km.

Ces nappes de Djambi posent un problème tectonique difficile à résoudre. On peut les comparer avec les nappes autrichiennes supérieures des Alpes en Europe, qui sont aussi charriées sur des centaines de kilomètres de Sud au Nord sans être jamais recouvertes par d'autres unités tectoniques. En plus, la zone de provenance des nappes de Djambi était déjà consolidée en socle cristallin, formant partie d'un arrière-pays plus ou moins rigide et continental, quand les nappes arrivèrent à leur place actuelle. Nous retournerons à ce problème ci-après.

Après cette évolution géosynclinale du Crétacé moyen, la zone du Barisan fut soulevée pour la première fois à la fin du Crétacé.

Des batholithes granitiques montaient dans le noyau des schistes lustrés, mais le magma n'atteignait pas encore la surface. Ce « Proto-Barisan » était une chaîne de montagnes non volcaniques d'âge crétacé supérieur.

L'effondrement de l'avant-pays (Olim-Gondwana) commença au début du Tertiaire ⁽¹⁾. En outre, l'édifice du Proto-Barisan s'étalait sous l'action de son poids vers l'avant-fosse à l'Ouest. Vers la fin du Tertiaire inférieur un volcanisme très actif sur la crête déclinante amena la formation des « andésites anciennes ». C'est le premier cycle de volcanisme basalto-andésitique de la suite pacifique dans cette zone.

Au Miocène moyen un second soulèvement brusque eut lieu, accompagné par de violentes éruptions acides de la même série de différenciation calco-alkaline.

Le bombement de la voûte géantichlinale fut accompagné par la formation d'une vallée de tension et d'effondrement sur la crête axiale; c'est la zone de Semangko. Le long de ces fissures

(1) Fig. 374 sur pl. 40 et pp. 703-707 de vol. I A « Geology of Indonesia » (1949).

le magma granitique, qui montait dans le noyau de la voûte, produisa des coulées volumineuses de tufs rhyolitiques, par exemple les ignimbrites de Pasumah. Cette phase paroxysmale d'éruptions katmayennes termina le premier cycle de volcanisme orogénétique du Barisan.

L'érosion tardive a mis à nu des batholithes de granit qui ont traversé les dépôts éogènes et qui montaient jusque dans la base des édifices volcaniques des Anciens Andésites. Ces batholithes sont la deuxième génération de roches plutoniennes de composition granitique. Tandis que la première, celle du Crétacé supérieur, n'a pas atteint la surface, la seconde a produit un volcanisme externe.

Une nouvelle phase d'affaissement de la chaîne du Barisan eut lieu pendant le Néogène, et sur son flanc occidental, par exemple en Benkulen, le Néogène marin fut déposé en discordance angulaire sur l'Éogène; pendant qu'à l'Est de la chaîne abaissante, dans le bassin pétrolifère de l'arrière-fosse, la sédimentation continuait sans arrêt.

Cette phase d'affaissement néogène fut accompagnée par une seconde suite de roches volcaniques, qui formaient des cônes basalto-andésitiques.

Ensuite, au Plio-Pléistocène un troisième soulèvement brusque produisit de nouveau des éruptions de tufs acides le long des fissures de la zone de Semangko.

Ces éruptions paroxysmales terminaient le deuxième cycle de volcanisme orogénétique. Elles furent accompagnées par les effondrements de calderas volcano-tectoniques, comme ceux de Ranau, Gedong Surian, Toba, etc.

Le cas du Toba est très instructif pour le mécanisme de ces éruptions rhyolitiques (VAN BEMMELEN, 1949, vol. 1 A, pp. 687-694; 1954, fig. 15-17). D'abord une culmination de l'axe du Barisan se formait, la tumeur de Batak (150-250 km). Au sommet de ce bombement, à une altitude d'environ 2 km au-dessus du niveau de la mer, des fissures de tension s'ouvraient. Le magma granitique, qui produisait ce bombement, était surchargé de composants volatiles. La décharge de pression, causée par la fissuration du toit, résultait en une effervescence soudaine. La partie supérieure du réservoir de magma granitique sortait par voie de ces fissures en épanchements de tufs ardents. Le volume total de ces tufs à ponce blanche s'élève à environ 2.000 km³. Leur éruption fut compensée volumétriquement par l'éroulement du toit du réservoir de magma

granitique, ce que produisait le bassin d'effondrement de Toba, donc le volume est de 1.000 km³. L'île oblique de Samosir au centre du bassin d'effondrement n'est que la clef de voûte basculée d'une dizaine de degrés pendant l'écroulement.

Les réservoirs de magma qui ont produit les éruptions de tufs acides au Pléistocène représentent la troisième génération de batholithes granitiques dans le noyau du géanticlinal de Barisan.

Après cette troisième phase orogénétique le volcanisme basalto-andésitique reprit une nouvelle activité. Une troisième série de cônes basalto-andésitiques, dont quelques-uns sont encore des volcans actifs à présent, se forma sur la crête.

En résumant cette longue histoire orogénétique et volcanique du Barisan de Sumatra, on obtient le schéma suivant :

On peut distinguer trois phases d'affaissement (Jurasso-Crétacé, Tertiaire inférieur et Tertiaire supérieur) d'une durée de quelques dizaines de millions d'années. Ces phases sont les périodes d'incubation pendant lesquelles les forces internes s'accumulent. Cette énergie endogène se déclanche en trois paroxysmes orogénétiques. La première orogénèse, qui termina la phase géosynclinal (avec la suite ophiolitique du Jurasso-Crétacé), était encore sans volcanisme externe. Mais les soulèvements suivants furent accompagnés par le volcanisme orogénétique de composition calco-alcaline (suite pacifique).

Cette évolution orogénétique du Barisan de Sumatra représente le type commun des orogènes en Indonésie. Après un affaissement géosynclinal, période préparative de quelques dizaines de millions d'années, l'axe de la fosse est soulevé. C'est la première étape de l'orogénèse dans le sens strict du mot. Cette orogénèse est fractionnée en plusieurs sous-étapes intermittentes, représentées par des soulèvements brusques, séparés par des phases d'aplanissement du relief et d'écroulement par gravité de l'édifice précédemment formé. L'intensité des soulèvements successifs diminue vite; évidemment l'énergie orogénétique, accumulée en profondeur, est moins grande pendant chaque phase suivante. Pour la plupart des orogénèses de l'Indonésie on peut distinguer trois phases successives de soulèvement : la première produit un géanticlinal encore non volcanique; la seconde un géanticlinal volcanique avec des roches ignées de la suite pacifique; la troisième phase et les

TABLEAU I. — Schéma de l'évolution orogénétique et volcanique du Barisan de Sumatra.

Périodes stratigraphiques	Phases orogénétiques (tectogenèse primaire)	Phases volcaniques	Phases d'évolution
Quaternaire supérieur	—	3 ^e série basalto-andésitique	arc interne volcanique
Plio-Pléistocène	3 ^e soulèvement	3 ^e génération de batholithes granitiques	arc volcanique
	affaissement	2 ^e série basalto-andésitique	
Néogène	2 ^e soulèvement	1 ^{re} série basalto-andésitique	
Miocène moyen	affaissement	1 ^{re} génération de batholithes granitiques	
Éogène	2 ^e soulèvement	2 ^e génération de batholithes granitiques	
Crétacé supérieur	affaissement	3 ^e génération de batholithes granitiques	arc (externe) non volcanique (= Proto-Barisan)
	1 ^{er} soulèvement	1 ^{re} série basalto-andésitique	
Jurasso-Crétacé	affaissement géosynclinal	suite ophiolitique	avant-fosse
Permo-Trias	affaissement épicoïntinental	—	avant-pays

suivantes produisent généralement des chaînes faillées dont le volcanisme est déjà éteint et le socle déjà reconsolidé en massif cristallin.

Ce ne sont que les secteurs en face des bassins océaniques (formés par l'effondrement des continents marginaux) qui montrent cependant un réveil du volcanisme pendant les phases ultérieures de l'orogénèse. Par exemple : à Sumatra, à Java, aux petites îles de la Sonde jusqu'à Wetar et aux Philippines les tensions régionales le long de la bordure océanique ont favorisé une renaissance du volcanisme externe après leur troisième phase de soulèvement au Plio-Pléistocène.

δ) L'arrière-fosse se compose d'une série de bassins de sédimentation allongés (une longueur de quelques centaines de kilomètres et une largeur de 100 km), lesquels sont séparés par des seuils moins profonds ou même émergents. Ces bassins sont remplis d'une série de sédiments tertiaires et quaternaires de facies en partie néritique et en partie terrestre. L'épaisseur maximum de cette série atteint 8 km en Atchin (Sumatra septentrional) et 6 km à Palembang (Sumatra méridional). Elle contient des accumulations de pétrole et des couches épaisses de lignite.

Les sédiments tertiaires de l'arrière-fosse du Nord de Java sont localement traversés par des roches ignées basalto-andésitiques, lesquelles ont formé des cônes volcaniques. Une partie des laves de ces cônes est sous-saturée de silice et également riche en potasse (Muriah, Ringgit). Cette suite de différenciation du type méditerranéen est probablement le résultat d'une désilification du magma calco-alcalin par l'assimilation de calcaires tertiaires, suivie par un enrichissement relatif de la potasse provenant de la fuite de la soude pendant la phase hydrothermale.

Enfin, la flexure du socle cristallin entre l'arrière-fosse et la région continentale de l'arrière-pays est marquée par des épanchements de basaltes d'âge quaternaire (îles de Karimondjawa, Sukadana et Bukit Ibul). Ce sont des basaltes tholéitiques du type des « basaltes de plateau », qui se trouvent d'ailleurs aussi sur la plaine de l'arrière-pays (Bornéo occidental, Cambodge, etc.).

Il y a donc une relation intime entre les zones structurales du faisceau méridional du système orogénétique de la Sonde et les suites consanguines de roches ignées (fig. 2 et tableau 2).

TABLEAU II. — Schéma de l'évolution orogénétique et volcanique d'une zone structurale et d'un système orogénétique.

Zones structurales d'un système orogénétique	Suites de roches ignées associées aux zones structurales	Phases d'évolution de la zone structurale	Phases d'évolution d'un système orogénétique					
			Avant-pays (1)	Avant-fosse (2)	Géanticalinal (3)	Arrière-fosse (4)	Arrière-pays (5)	
(1) Avant-pays	Suite atlantique	Phase pré-orogénétique	Phase préparative					
(2) Avant-fosse	Suite ophiolitique	Phase géosynclinale	Phase embryonale					
(3) Géanticalinal	Suite pacifique	Phase orogénétique (dans le sens strict)	Phase de la jeunesse					
(4) Arrière-fosse	Suite méditerranéenne	Phase orogénétique tardive	Phase de maturité					
(5) Arrière-pays	Basaltes des plateaux	Phase post-orogénétique	Phase de sénilité					

Les provinces de roches ignées consanguines, qui coïncident avec les zones structurales, représentent des étages successifs de l'évolution d'un système orogénétique. Les étapes d'évolution qui se trouvent maintenant l'une près de l'autre dans le système orogénétique actuel, sont ou seront parcourues par chaque zone à son tour. Par exemple, l'arc extérieur à l'Ouest de Sumatra a parcouru les phases d'avant-pays, avant-fosse et arc externe. Le Barisan de Sumatra a été successivement un avant-pays, une avant-fosse, un arc externe non volcanique et un arc interne volcanique.

Le système orogénétique de la Sonde atteint actuellement déjà l'état de sénilité, avec des épanchements basaltiques sur les plateaux de l'arrière-pays. Mais ce système complet de la Sonde avait été précédé lui-même par un autre système qui avait atteint un état de maturité au Crétacé supérieur, comme nous le verrons par l'analyse des zones internes.

Le fond de l'arrière-fosse du système de la Sonde est formé partiellement par des granites et des roches kata-cristallines anciennes (districts de Lampong), mais aussi par des roches ignées et sédimentaires plus jeunes, probablement d'âge crétacé, comme les couches de Saling.

Ce fond cristallin était encore pendant le Crétacé une chaîne de montagnes volcaniques qui représentait l'arc intérieur d'un système orogénétique, dont l'arc extérieur était formé par le Proto-Barisan non volcanique.

A la même époque, l'arc externe actuel du système de la Sonde (la zone des îles à l'Ouest de Sumatra) était encore dans la phase d'avant-fosse.

On observe donc que, pendant le Crétacé supérieur, l'île de Sumatra a été le siège d'un autre faisceau orogénétique, nommé le *système orogénétique de Sumatra*. Ce dernier se trouvait une centaine de kilomètres vers l'intérieur, c'est-à-dire vers le Nord-Est. Le système orogénétique de Sumatra au Crétacé supérieur se composait aussi d'une avant-fosse, d'un arc externe non volcanique et d'un arc interne volcanique.

Ce principe de déplacement latéral des unités tectoniques dans l'espace et dans le temps vaut tout aussi bien pour les phases encore plus anciennes du cycle qui a pour cadre la Téthys. On remonte ainsi au Secondaire, au moins pour la région centrale de la Sonde, et ces manifestations anciennes

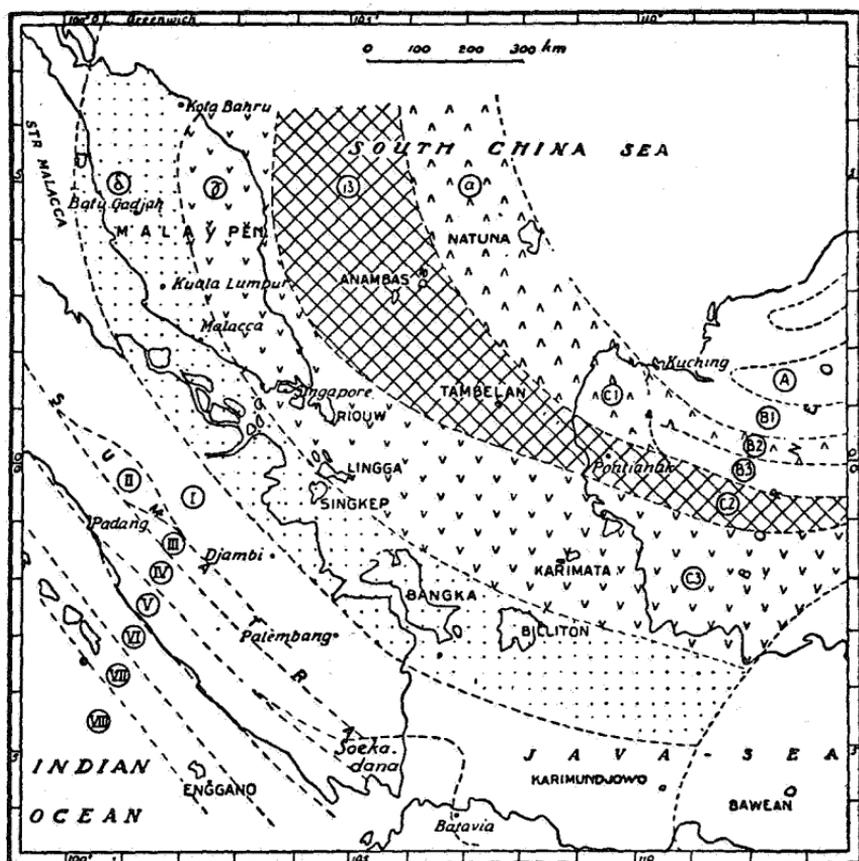


FIG. 3. — Zones structurales de la région de la Sonde.

(D'après VAN BEMMELEN, *Mountain Building*, 1954, fig. 13 à p. 75.)

sont inscrites dans le bloc continental ou dans ce qui en subsiste après l'éclosion ⁽¹⁾.

5. LE BLOC MÉDIAN DE LA SONDE.

Le bloc central de la Sonde (« Zwischenmasse » selon la terminologie de KOBER) est composé de quatre zones structurales, convexes vers le Sud-Ouest, et chacune d'une largeur de 100 à 300 km. Ces zones sont parallèles au système marginal de

⁽¹⁾ Tableau 123 à p. 707 de vol. I A « *Geology of Indonesia* » (1949).

l'orogénèse actuelle, et elles aboutissent vers l'Est à l'extrémité méridionale des guirlandes pacifiques (système de Pulu Laut) (VAN BEMMELEN, 1949, fig. 162 à p. 324) (fig. 3) :

a) La zone de Bangka. — Cette zone s'étend de la partie occidentale de la péninsule malaise (Kota Baru, Batu Gajah, Kuala Lumpur, Malacca) par le détroit de Malacca aux îles de Singkep, Bangka et Billiton.

On connaît de cette zone des sédiments dynamométamorphiques de facies néritique du Permien et du Trias supérieur.

La zone de Bangka est caractérisée par ses venues stannifères, contemporaines des granites d'âge post-triasique, probablement jurassique.

Depuis la phase orogénétique qui a accompagné la montée de ces granites, la zone de Bangka s'est incorporée au socle cristallin. Depuis cette époque elle n'a plus été envahie par la mer.

b) La zone de Karimata. — Cette zone s'étend de la partie orientale de la péninsule malaise, via Singapour, Bintan, Lingga, les îles de Karimata, à la partie sud-ouest de Bornéo.

On y connaît des sédiments de facies néritique et volcanique d'âge houiller, permien et triasique (« Pahang Volcanic Series ») et peut-être aussi des roches plus anciennes.

Deux générations de granites ont accompagné l'orogénèse de cette zone, une à la fin du Permo-Trias et l'autre à la fin du Trias supérieur. Après ces phases orogénétiques la zone de Karimata s'est consolidée et rattachée au massif continental.

c) La zone d'Anambas. — Cette zone s'étend des îles d'Anambas vers le Sud-Est à Pontianak; ensuite en direction Ouest-Est à la chaîne des montagnes de Schwaner, au centre de Bornéo, et puis en direction Nord-Est à la région de Telen dans l'Est de cette grande île. La zone d'Anambas est donc très convexe vers le Sud et cette forme arquée indique qu'elle appartient à un système orogénétique plus ancien qui se développait vers le Sud à partir de la région maintenant occupée par le bassin océanique situé entre l'Indochine et les Philippines. Néanmoins, cette zone d'Anambas elle-même est le centre d'un nouveau cycle d'orogénèse, celui de la Sonde, comme nous le verrons dans la synthèse présentée plus bas.

C'est dans la région de Telen que se trouvent les sédiments les plus anciens du cycle de la Sonde avec des fossiles dévoniens (décrits par M. G. RUTTEN) et accompagnés par des diabases d'une suite ophiolitique. Cette zone est profondément érodée dans les montagnes de Schwaner. On y trouve des sédiments métamorphiques et en partie migmatitisés, et aussi des roches plutoniennes (gabbro, diorite et granite).

d) La zone de Natuna. — Elle s'étend des îles de Natuna, via la partie orientale de Bornéo située entre Pontianak et Kuching, à la zone de Semitau de Bornéo central. Pendant le Permo-Houiller se trouvait là une fosse profonde, dans laquelle la formation de Danau se déposa; on y trouve des radiolarites associées aux basaltes de Pulu Melaju représentant la suite ophiolitique.

Les facies de la formation de Danau changent du Nord au Sud et d'abyssaux deviennent progressivement néritiques et littoraux. Tout indique qu'on passe de l'axe d'une fosse profonde mais relativement étroite à une crête avec des récifs coralliens sur le flanc et des tourbières marécageuses sur le sommet.

Plus tard on assiste à la transformation de la fosse en géantielinal et à l'ascension de batholites de tonalite dans la même formation de Danau. Toutefois cette première chaîne de montagnes au début de l'ère secondaire ne comportait encore aucun caractère volcanique.

Puis un aplanissement du relief orogénétique et une descente générale amenèrent une transgression marine au Trias supérieur. On peut distinguer à ce moment un facies détritique (conglomérats, grès et schistes) et un facies volcanique (andésites, altérés ensuite en cératophyres). La zone de Natuna évoluait donc pendant le Trias supérieur vers une phase volcanique. Puis elle fut soulevée une seconde fois en formant une chaîne de montagnes volcaniques. Dans le noyau de cette chaîne se rencontre une seconde génération de batholites ascendants, plus acide que la précédente (granites remplaçant les tonalites). Après cette orogénèse la zone de Natuna finit également par s'incorporer au socle continental de la Sonde, en formant des montagnes autour desquelles on trouve aujourd'hui des dépôts provenant de leur désagrégation par la mer épicontinentale.

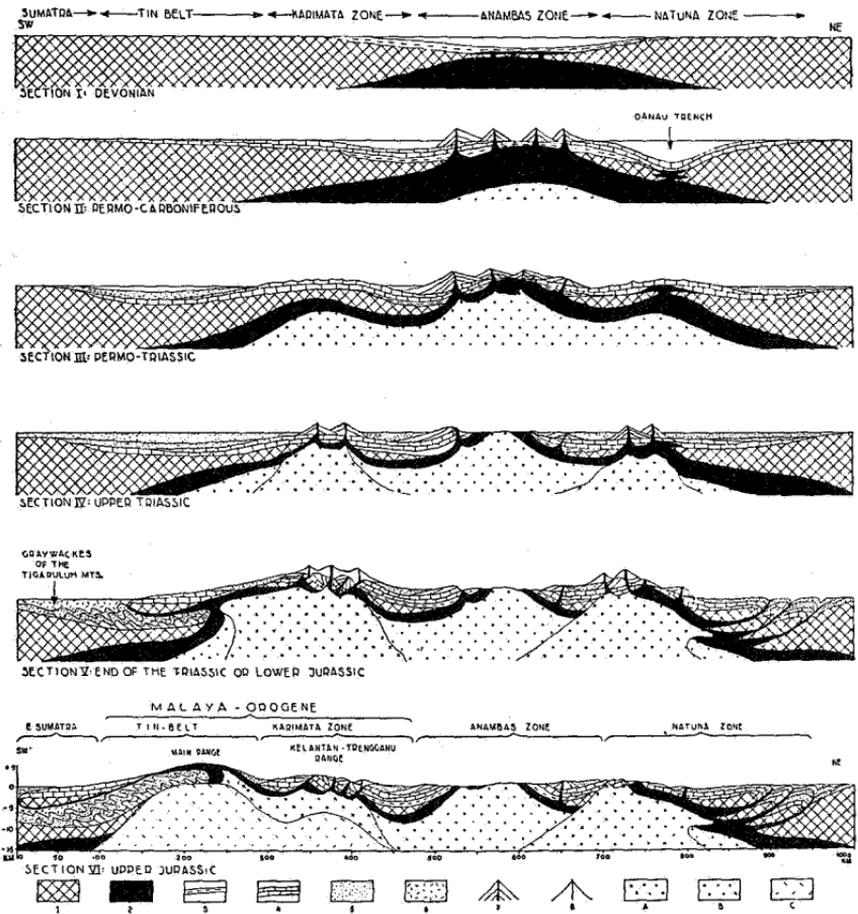


FIG. 4. — Six coupes successives qui montrent schématiquement l'évolution orogénétique du bloc médian de la Sonde.

(D'après VAN BEMMELEN, *Geol. of Ind.*, 1949, vol. I A, fig. 150 à p. 365.)

L'évolution orogénétique du bloc médian de la région de la Sonde est illustrée par les six coupes successives de la figure 4.

6. LE FAISCEAU SÉPTENTRIONAL DU CYCLE DE LA SONDE.

La zone de Natuna forme la bordure septentrionale du socle continental de la Sonde. Plus au Nord on trouve le bassin de la mer de Chine méridionale, qui n'est qu'un bloc marginal et submergé du continent asiatique. Toutefois l'époque exacte

de la consolidation du Shelf reste incertaine, et si l'on sait que les ondations de l'écorce se déplaçaient vers le Nord, on ne peut pas encore déterminer la chronologie de ces événements qui ont dû s'opérer sur un rythme très lent. En ce qui concerne la zone de Natuna, dans le centre de Bornéo, on a cependant de bonnes raisons de croire que sa partie orientale s'est affaissée au Crétacé et qu'un nouveau cycle orogénétique a alors commencé avec un déplacement général vers le Nord-Ouest à l'intérieur de la mer de Chine.

Il est bien possible que cette orogénèse tardive, dont les lignes directrices étaient parallèles à la partie orientale de la zone de Natuna, n'était pas la continuation directe du processus orogénétique engendré au centre d'Anambas. L'auteur croit plutôt que cette renaissance de l'orogénèse était due à une extension vers le Sud-Ouest du cycle orogénétique des Philippines, appartenant lui-même au système des guirlandes insulaires asiatiques.

Mais, même au cas d'une telle fusion des deux grands systèmes orogénétiques, on peut considérer l'orogénèse post-jurassique dans la partie Nord-Ouest de Bornéo comme une phase tardive du système orogénétique de la Sonde.

A la fin du Crétacé la partie orientale de la zone de Natuna formait une crête sous-marine, nommée axe de Semitau, qui séparait deux fosses de sédimentation, celle de Seberuang au Sud et celle de la zone du Kapuas supérieur au Nord (= zone d'Embaluh; VAN BEMMELEN, 1949, tables 80 et 81, fig. 138 sur pl. 13).

Pendant l'Éocène, l'axe de Semitau séparait l'arrière-fosse d'eau saumâtre du Melawi au Sud de l'avant-fosse marine du Kapuas supérieur au Nord.

Cette cordillère non volcanique de Semitau était durant l'Oligocène dans la phase de volcanisme externe (les montagnes de Müller).

Cette zone fut soulevée de nouveau pendant l'Oligo-Miocène, et l'énergie gravitationnelle de ce relief orogénétique devenait tellement grande que l'édifice s'écroulait et s'étalait vers l'avant-fosse. La chaîne de Semitau fut étirée par la force de la pesanteur vers son avant-fosse au Nord, dont le contenu fut intensivement refoulé et recouvert par des nappes de charriage.

Les dépôts sédimentaires de cette avant-fosse, même ceux de l'Éocène, furent transformés en « schistes lustrés », comme les

schistes lustrés de la série compréhensive du Barisan de Sumatra et les nappes penniques des Alpes suisses.

Ensuite cette série broyée et charriée de l'avant-fosse fut soulevée pendant le Néogène en formant la chaîne du Kapuas supérieur, tandis que l'axe de l'avant-fosse se déplaçait vers Sarawak et Brunei.

Il existait donc au Néogène un système orogénétique complet dans la partie centrale et nord-ouest de Bornéo, lequel était composé d'un arc volcanique interne (zone de Semitau), d'un arc non volcanique externe (zone du Kapuas supérieur) et d'une avant-fosse (Sarawak). Ce « *système orogénétique de Semitau* » formait une étape d'un cycle d'ondations qui émigrerait vers le continent asiatique. L'étape suivante se déroulait pendant le Plio-Pléistocène chaque fois que le système orogénétique de Semitau faisait un autre pas vers le Nord-Ouest. La chaîne du Kapuas supérieur entra dans la phase d'un arc interne avec volcanisme actif (épanchements de laves, avec des affinités méditerranéennes, en Apo Kajan et les montagnes de Nieuwenhuis). Ce volcanisme est déjà éteint à présent. En même temps l'axe de l'avant-fosse fut soulevée et se transforma en un nouvel arc externe non volcanique : c'est la crête d'Ular Bulu en Sarawak. Un sillon étroit d'environ 1.000 m de profondeur sépare la côte de Sarawak d'un groupe d'îlots récifals de la mer de Chine méridionale. Ce sillon représente l'avant-fosse du « *système orogénétique de Sarawak* » (VAN BEMMELEN, 1949, tableau 83 à p. 360).

7. SYNTHÈSE DU CYCLE OROGÉNÉTIQUE DE LA SONDE.

Après cet aperçu de l'évolution orogénétique des zones structurales de la région de la Sonde nous pouvons dégager la synthèse dans l'espace et dans le temps.

Nous obtenons ainsi le schéma suivant (tableau III) :

On peut distinguer dans ce schéma trois catégories d'unités tectoniques d'une extension régionale de plus en plus grande :

a) Les *zones structurales* sont d'une largeur de 100 à 200 km. Elles existent non seulement dans le relief orogénétique actuel, mais on peut les distinguer aussi dans le socle médian de la Sonde.

b) Les *systèmes orogénétiques* sont d'une largeur d'un demi-millier de kilomètres. En l'état de maturité ils se composent

de plusieurs zones structurales parallèles (avant-fosse, arc externe non volcanique, arc interne volcanique).

c) Le *cycle orogénétique* qui se développait dans la région géosynclinale entre le continent marginal d'Olim-Gondwana au Sud et le continent asiatique au Nord. Ce cycle s'étendait sur une bande terrestre de 1.500 km de largeur. L'orogénèse commença dans un centre d'affaissement initial. Puis les ondations de l'écorce terrestre se déplaçaient pas à pas à partir de ce centre vers l'extérieur. Pendant cette évolution plusieurs systèmes orogénétiques complets se formaient, dont les plus jeunes étaient déplacés relativement au système précédent par une zone structurale. Le cycle orogénétique d'Anambas avait produit à la fin du Trias un faisceau d'ondations émigrant vers le Sud (c'est le *système orogénétique malais* en état de maturité), et un faisceau d'ondations qui immigrait de nouveau dans l'arrière-pays asiatique (c'est le *système orogénétique de Natuna* en état de jeunesse). Ces deux systèmes de montagnes d'âge triasique supérieur et jurassique inférieur sont très répandus en Extrême-Orient. Ils sont désignés comme « le système des Indosinides » par FROMAGET et « le système Pacifique » par VIALOV.

Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur ce processus se déclenche à nouveau avec une grande intensité et sur la même direction de migration. Toutefois il se produit une modification curieuse. Dans le faisceau méridional l'orogénèse s'est déplacée par deux zones structurales, donc une de trop, et dans le faisceau septentrional on ne trouve aucun déplacement. Donc une étape de migration manque de ce côté. L'image de l'évolution orogénétique de l'ensemble donne l'impression que des déplacements vers le Sud se sont produits après le Jurassique avec une zone structurale supplémentaire. L'explication de cette anomalie remarquable reste encore obscure. S'agit-il seulement d'une apparence fictive résultant d'observations incomplètes ou bien fausses ? Ou est-ce vraiment une réalité dont l'effondrement du continent marginal au Sud pourrait être la cause ?

Déduction faite de ce déplacement de l'ensemble du cycle sondien après le Jurassique, l'évolution orogénétique suivante avait les mêmes lignes directrices que la précédente, et on peut la considérer comme la continuation causale du cycle d'Anambas.

Le faisceau des ondations qui émigrerait vers le Sud produisait

vers la fin du Crétacé le *système orogénétique de Sumatra* (un système en état de maturité) et au Tertiaire et Quaternaire le faisceau méridional du *système orogénétique de la Sonde*, qui est actuellement en état de sénilité (épanchements de basaltes sur le massif médian de la Sonde).

Le faisceau d'ondations qui immigrait dans le continent asiatique (ici dans le bassin d'effondrement de la mer de Chine méridionale) produisait au Néogène le *système orogénétique de Semitau* et au Quaternaire le *système de Sarawak*. Ce dernier représente le faisceau septentrional du cycle orogénétique de la Sonde. Tandis que le système émigrant est convexe vers l'avant-pays au Sud, il est concave vers son avant-pays au Nord.

Il faut encore dire quelques mots sur le *caractère physique de ces ondations orogénétiques*.

Un cycle orogénétique a quelques analogies avec les ondulations de la surface d'un liquide qui se déplacent latéralement après la perturbation de l'équilibre dans un point central. Mais son caractère physique est fondamentalement différent. La migration latérale de l'orogénèse se fait par une manière discontinue et intermittente; chaque fois l'avant-fosse se transforme en voûte géantyclinale tandis que l'axe de l'avant-fosse se déplace une centaine de kilomètres vers l'extérieur. Pas à pas, en arcs de plus en plus grands, les ondations de l'écorce s'éloignent du centre de diastrophisme.

Après un affaissement initial (comme avant-fosse), la zone structurale subit une série de soulèvements brusques, dont l'intensité diminue rapidement. L'énergie primaire (endogène) est généralement épuisée après trois ou quatre phases orogénétiques, dont la première produit un géantyclinal non volcanique, la seconde une chaîne de montagnes volcaniques, la troisième des terrains faillés et de volcanisme éteint et finalement des épanchements de basaltes des plateaux, qui représentent l'état de sénilité de l'orogénèse. La zone adjacente (l'avant-fosse) adopte cette oscillation orogénétique, généralement avec un délai de quelques phases.

L'orogénèse est un procès rythmique, avec de longues phases de préparation pendant lesquelles les forces endogènes s'accroissent (ce sont les phases d'affaissement géosynclinal), et des phases plus brèves dans lesquelles l'énergie interne se relâche (ce sont les phases orogénétiques propres).

UMBROVE l'a appelée « la pulsation de la terre ». On connaît beaucoup de types de ce genre d'oscillations ou vibrations

de relaxation dans la Nature. Presque toujours, quand un processus naturel résulte d'une dissipation de l'énergie par laquelle des seuils de résistance doivent être franchis, ce processus prend le caractère d'une oscillation par relaxation. Les conditions externes peuvent influencer la période, mais pas l'amplitude. Le phénomène de résonance ne se produit pas. Les intervalles entre les phases du cycle orogénétique de la Sonde varient de vingt à quarante millions d'années.

L'auteur suppose la présence d'une accumulation de magma granitique en dessous de la zone ascendante, puisque chaque impulsion de soulèvement est accompagnée par l'ascension de roches granitiques d'une densité inférieure à celle du socle cristallin, et que la zone extérieure en train de monter coïncide avec une zone d'anomalies négatives de l'isostasie. Cette masse légère et mobile (magmatique et migmatique) est nommée « asthénolite ». Ces asthénolites sont probablement le produit d'une différenciation physico-chimique en profondeur, déclenchée par l'affaissement du géosynclinal.

A mesure que l'énergie physico-chimique est libérée par des migrations et diffusion d'éléments, des déséquilibres hydrostatiques de plus en plus grands se produisent. Quand certains seuils de résistance à la déformation sont dépassés, l'énergie potentielle cause des échanges d'emplacement des masses en profondeur. A la surface on observe alors des mouvements différentiels dans le sens vertical. C'est « la tectogenèse primaire ». La relaxation de l'énergie interne a une durée plus brève que les phases d'accumulation de cette énergie. Les plissements et les charriages de la couverture et les mouvements en bascule du socle cristallin qui en résultent ne sont que des réactions gravitationnelles à cette tectogenèse primaire. Ils représentent « la tectogenèse secondaire ».

Le mécanisme des charriages des nappes de Djambi n'est vraiment explicable que par une telle bicausalité de la tectogenèse. Ces nappes ont été transportées sur une distance d'environ 350 km. Il est impossible de s'imaginer que ces écailles relativement minces sont poussées (par un *vis à tergo*, qui les saisit à leurs « racines ») à partir de leur zone d'origine (zone de Karimata) au travers de deux zones structurales (celles de Bangka et Sumatra oriental) jusqu'à leur place actuelle dans le Barisan de Sumatra occidental. D'ailleurs, au moment où ces nappes arrivèrent à la zone du Barisan (Crétacé moyen), l'orogenèse dans leur zone de provenance était déjà finie depuis longtemps (depuis le Jurassique inférieur).

Mais on peut très bien s'imaginer que le déplacement des nappes de Djambi a eu lieu en plusieurs étapes de glissement libre. La première étape au Jurassique inférieur était un glissement des lambeaux de granite (sans racines et couvert d'une série de sédiments d'âge houiller, permien et trias) du flanc de la Cordillère de Karimata dans l'avant-fosse à la zone de Bangka. Quand cette avant-fosse commença son ascension dans le Jurassique supérieur, ces nappes glissèrent dans le fond de l'avant-fosse nouvelle de Sumatra oriental. Cette dernière zone fut surélevée ensuite dans le Crétacé moyen et les nappes glissèrent pour la troisième fois sur plus de 100 km en arrivant dans la zone du Barisan, où elles formèrent les unités supérieures de l'entassement des nappes. Finalement, elles furent rattrapées par les soulèvements des ondations de l'écorce terrestre. Le Proto-Barisan du Crétacé supérieur les trouvait sur son flanc oriental. Le géologue d'aujourd'hui les trouve sur le flanc oriental du Barisan, où elles ont maintenant une inclinaison inverse, donc vers l'arrière-fosse.

Le centre du diastrophisme du cycle orogénétique de la Sonde était la zone d'Anambas, où l'affaissement commençait déjà au Dévonien. C'était une fosse arquée et convexe vers le Sud-Ouest dès le commencement. Il est bien possible que cette forme et sa position soient le résultat d'un cycle orogénétique précédent, c'est-à-dire que la zone d'Anambas soit l'avant-fosse de l'orogénèse calédonienne au continent asiatique. Le faisceau des ondations qui émigrerait vers l'avant-pays d'Olim-Gondwana est plus complet et plus cohérent que celui qui immigrait dans l'arrière-pays asiatique. Le premier produisait successivement les systèmes orogénétique malais, sumatran et de la Sonde. Le second est représenté pendant le Trias par la zone de Natuna et depuis le Crétacé par l'orogénèse, qui produisait successivement les systèmes orogénétiques de Semitau et de Sarawak.

Les systèmes de l'orogénèse actuelle aux deux côtés du massif médian de la Sonde montrent des images réfléchies, l'un dirigé vers le Sud et l'autre vers le Nord. Ils sont séparés à présent par le socle continental de la Sonde, bloc médian d'une largeur de 800 km. Néanmoins, ces deux systèmes sont le produit du même centre de diastrophisme au milieu de la Téthys. Ils sont comparables au faisceau alpin, déversé vers le Nord, et au faisceau dinarique, déversé vers le Sud (VAN BEMMELEN, 1953 *b*,

1954). Le socle cristallin de la Sonde entre ces deux faisceaux n'est qu'un massif médian, reconsolidé après avoir été transformé et déformé par l'orogénèse du Permo-Trias et du Jurassique.

BIBLIOGRAPHIE.

- STILLE, H., 1948, Ur- und Neozoene (*Abh. deutsch. Akad. d. Wiss.*, 1945-1946, n° 6, Berlin, 1948).
- FAIRBRIDGE, R. W., 1948, The juvenility of the Indian Ocean (*Scope, Journal of Science Union*, University of West Australia, vol. 1, n° 3, pp. 29-35).
- BEMMELEN, R. W. VAN, 1949, The Geology of Indonesia. Sole Agent. Mart. Nijhoff, La Haye.
- 1950, On the origin of igneous rocks in Indonesia (*Geol. en Mijnb.*, vol. 12, n° 7, pp. 207-220).
- 1953 a, Relations entre le volcanisme et la tectogenèse en Indonésie (*Bull. Volc.*, sér. II, t. XIII, pp. 57-62).
- 1953 b, Gedanken zur alpinen Gebirgsbildung (*Erdölzeitung*, Vienne, vol. 69, n° 6, pp. 75-77).
- 1954, Mountain Building. Ed. Mart. Nijhoff, La Haye.
- 1955 a, Tectogenèse par gravité (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. LXIV, pp. 99-126).
- 1955 b, The geochemical control of tectonic activity (*Geol. en Mijnb.*, vol. 17, La Haye, sous presse).
-

TABLE DES MATIÈRES.

	Pages.
RÉSUMÉ	124
1. INTRODUCTION	124
2. LIGNES DIRECTRICES DE LA PHYSIOGRAPHIE ..	125
3. HYPOTHÈSES GÉOTECTONIQUES ..	127
4. LE FAISCEAU MÉRIDIONAL DU CYCLE DE LA SONDE	129
α) L'avant-pays	129
β) L'arc externe	131
γ) L'arc interne	132
δ) L'arrière-fosse	138
5. LE BLOC MÉDIAN DE LA SONDE	141
a) La zone de Bangka	142
b) La zone de Karimata	142
c) La zone d'Anambas	142
d) La zone de Natuna	143
6. LE FAISCEAU SEPTENTRIONAL DU CYCLE DE LA SONDE	144
7. SYNTHÈSE DU CYCLE OROGÉNÉTIQUE DE LA SONDE	150
BIBLIOGRAPHIE	151

Notes sur la géologie et le volcanisme d'Islande (*),

par R. W. VAN BEMMELEN.
(Université d'Utrecht.)

RÉSUMÉ. — *L'Islande fait partie de la province des basaltes tertiaires de Thulé, qui s'est effondrée pour la plus grande partie vers la fin du Tertiaire, tandis que l'Islande était soulevée comme un horst faillé. Cette île est aussi un élément de la ride médiane de l'océan Atlantique. C'est pourquoi la géologie d'Islande a un intérêt général pour des problèmes géotectoniques.*

Après avoir donné un aperçu de l'évolution géologique d'Islande, on examinera quelques aspects de la tectonique et du volcanisme islandais.

INTRODUCTION.

L'Islande est une des grandes îles du monde. Son aire est comparable à celle de Cuba et de Java, mais cette île arctique n'est habitée que par cent cinquante mille personnes. C'est en général un plateau basaltique, situé entre 400 et 1.000 m d'altitude et couronné par quelques calottes glaciaires.

Une zone d'effondrement et de volcanisme actif traverse l'Islande avec une direction de Sud-Ouest à Nord-Est passant au Nord. Cette zone se trouve dans le prolongement vers le Nord de la grande ride atlantique, et c'est pourquoi la géologie d'Islande est également très importante pour notre connaissance de cette chaîne énigmatique qui forme l'axe de l'océan Atlantique.

M. G. RUTTEN et l'auteur de ce travail ont parcouru l'Islande en jeep pendant l'été de 1950. Leur but spécial était l'étude des montagnes volcaniques à sommets plats (« montagnes tabulaires », table mountains) situées dans la plaine de l'Ódá-dhraun qui forme la partie nord de la zone médiane d'effondrement. Telle fut « l'Expédition de l'Ódá-dhraun, 1950 » dont les résultats sont publiés en 1955.

(*) Conférence donnée le 23 février 1955 à l'Université de Bruxelles, dans le cadre des échanges culturels belgo-néerlandais.

En même temps J. HOSPERS, alors étudiant en géologie à l'Université d'Utrecht et à présent géophysicien de la « Bataafse Petroleum Maatschappij », étudiait la région entre Akureyri et Myvatn en Islande méridionale (HOSPERS, 1954).

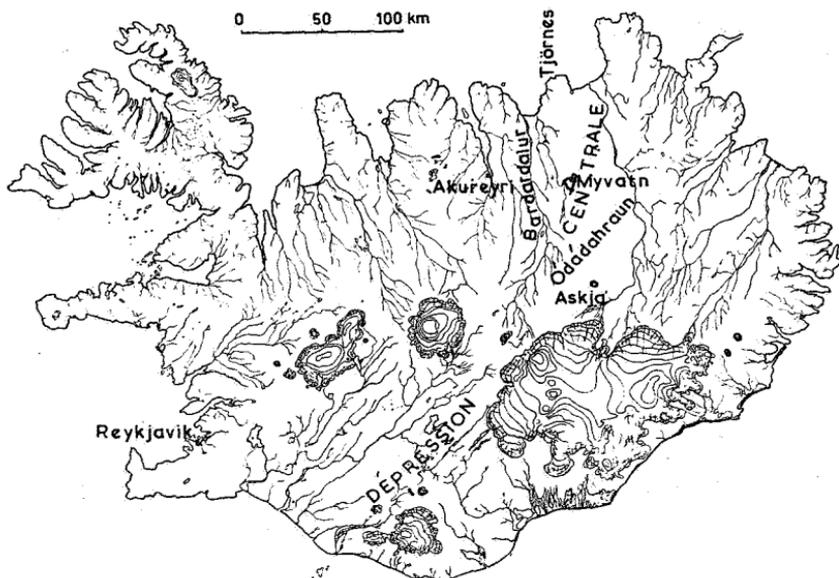


FIG. 1. — L'Islande.

APERÇU DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE D'ISLANDE.

L'histoire volcanique et tectonique d'Islande peut se résumer comme suit :

Au commencement du Tertiaire, il existait probablement un socle cristallin qui s'étendait de l'Écosse au Groenland. Cet ancien socle fut couvert par des épanchements de laves basaltiques. Ce sont les « plateaux basaltiques » de la province de Thulé.

SIMPSON (1951) a étudié les pollens des couches de plantes intercalées dans la série basaltique d'Écosse. Cet auteur arrive à la conclusion que les éruptions n'ont pas commencé avant l'Oligocène inférieur et que la plupart des épanchements étaient beaucoup plus jeunes : Miocène supérieur ou même Pliocène inférieur. HOSPERS (1954, p. 497) partage la même opinion pour l'âge des basaltes tertiaires en Islande.

Les dépôts à facies littoral de Tjörnes (sur la côte nord) donnent une limite supérieure à ces basaltes tertiaires. Ils sont d'âge pliocène supérieur.

De grandes parties de Thulé se sont effondrées vers la fin du Tertiaire, alors que s'amorçait en Islande un bombement général. Ces mouvements différentiels verticaux furent accompagnés par une recrudescence de volcanisme pendant le Quaternaire. Des basaltes ont d'abord recouvert une plate-forme de basaltes tertiaires encore peu faillée.

Ce sont les basaltes de l'Étage Gris (« Grey phase », « Graue Stufe »), lesquels contiennent des intercalations de moraines glaciaires.

Mais peu après (ou même pendant la surélévation) la tumeur islandaise s'écroulait en formant la zone médiane d'effondrement, tandis que les deux blocs adjacents se faillaient par des mouvements de tension.

En général ces blocs latéraux ont un peu basculé, si bien que les anciens basaltes ont généralement acquis une inclinaison de quelques degrés vers la dépression médiane. Les étirements produisaient dans le dernier des fissures parallèles, nommées « gjár » en islandais (singulier « gjá »).

Le volcanisme actif s'est concentré dans la zone médiane d'effondrement pendant la seconde partie du Pléistocène. Les éruptions avaient lieu sous une épaisse carapace de glace. C'est pourquoi les dépôts volcaniques de cette période montrent le facies typique de la formation palagonitique (« Palagonite formation »).

Le volcanisme principal, toujours concentré dans la zone médiane, a repris son aspect normal d'épanchements de basaltes et s'est développé pendant l'Holocène, après la retraite des glaciers.

Ainsi on arrive à l'échelle stratigraphique suivante :

Holocène	Produits du volcanisme post-glaciaire.
Pléistocène supérieur	Formation des Palagonites.
Pléistocène inférieur	Formation de l'Étage Gris.
Pliocène supérieur	Formation des dépôts marins de Tjörnes.

Mio-Pliocène	} Formation des anciens basaltes.
Éo-Oligocène (?)	

Tableau 1 *Tableau de la stratigraphie d'Islande du Nord ou septentrionale.*

Pour illustrer cette évolution géologique de l'Islande, nous décrirons et discuterons ensuite la bordure nord-ouest de la zone médiane, la formation sous-glaciaire de la série palagonitique et l'histoire volcano-tectonique de l'Askja.

LA BORDURE NORD-OUEST DE LA DÉPRESSION MÉDIANE.

HOSPERS (1954) a compté 150 couches d'anciens basaltes sur une épaisseur totale de 2.700 m. Ses observations portent sur l'escarpement est de l'Eyafjördur, en face d'Akureyri. Ces couches ne sont qu'une partie des basaltes de Thulé. A la flexure marginale du Groenland, on a mesuré une épaisseur d'environ 5 km et l'on estime que la série des basaltes tertiaires d'Islande atteint la valeur vraisemblable de 4 à 6 km d'épaisseur.

Entre Akureyri et Myvatn, cette série est recouverte suivant une discordance angulaire peu apparente (généralement moins de 5 degrés) par une dizaine de couches basaltiques mesurant une épaisseur totale de 100 m. Cette série contient au moins un niveau de moraine, avec toutes les caractéristiques qui démontrent son origine glaciaire, telles qu'une base striée et polie, une apparence conglomératique mal assortie avec des galets de basalte striés, un basalte globulaire au toit, etc.

HAWKES (1938, 1939) et EINARSSON (1946) ont contesté l'origine glaciaire des intercalations conglomératiques de l'Étage Gris. Mais les observations de HOSPERS (1954), de VAN BEMMELEN et de RUTTEN (1955) ont définitivement réglé cette question en faveur du caractère morainique et glaciaire de cette formation.

Les couches de cet Étage Gris sont basculées à l'Est de l'escarpement de Bardardalur et montrent une inclinaison de quelques degrés vers la dépression médiane, où elles sont désignées sous le nom de « Laxárdalur Series » par VAN BEMMELEN et RUTTEN (1955).

La série de Laxárdalur a une épaisseur d'environ 200 m dans le Kinnarfell (HOSPERS, 1954, p. 500). Plus au Nord les couches de Tjörnes, d'âge Pliocène supérieur, se trouvent à la base de cette série, tandis qu'elle est couverte par l'épaisse formation palagonitique de la dépression centrale.

Entre Akureyri et Myvatn se trouve un faisceau de failles subparallèles avec une direction générale Nord-Sud, dont la plus importante est celle du Bardardalur. Le rejet vertical

de cette dernière est d'environ 700 m au Nord et diminue graduellement jusque 100 m au Sud (IWAN, 1938; HOSPERS, 1954).

Ces failles sont plus jeunes que l'Étage Gris car elles coupent les basaltes de cet étage. Les moraines glaciaires dans les fonds des vallées transversales ne sont pas affectées par ces failles, et les coulées de basaltes post-glaciaires non plus. Le faisceau de failles entre Akureyri et Myvatn est donc contemporain de l'effondrement de la zone médiane et de la formation de la série palagonitique qui eut lieu après le dépôt de l'Étage Gris et avant les basaltes post-glaciaires.

L'affaissement principal de la zone médiane eut lieu pendant le Pléistocène supérieur; mais cet affaissement commença déjà pendant le Pliocène supérieur, parce que sa présence est indiquée par les dépôts marins de Tjörnes sur la côte nord, et que l'épaisseur de l'Étage Gris à l'Est de la faille de Bardardalur est environ deux fois plus grande que celle de la région à l'Ouest de cette faille.

LA FORMATION SOUS-GLACIAIRE DE LA SÉRIE PALAGONITIQUE.

La succession stratigraphique suivante s'observe dans les montagnes à sommets plats (comme le Sellandafjall, le Bláfjall, le Búrfell, le Gaesafjöll, le Herdubreid, etc.); elles sont toutes situées dans la dépression médiane. On observe de bas en haut :

a) Une masse tuffeuse, généralement non stratifiée, composée de grains et de fragments angulaires de ver basaltique (tachylite) et de fragments angulaires de basalte. Ces tufs palagonitiques sont souvent traversés par un réseau irrégulier de filons basaltiques avec des marges vitreuses (tachylitiques).

b) Vers le haut, ces tufs granuleux et bréchoïdes contiennent des globes de tachylite en forme de « footballs » (nommées « basalt-globe breccias » par NOE-NYGAARD, 1940).

c) La partie supérieure de cette série de roches éruptives est formée de couches de basaltes doléritiques qui forment un plateau au sommet.

d) La série palagonitique *a-b-c* a subi dans la plupart des cas une érosion glaciaire qui a produit des surfaces polies, des dépôts morainiques et des blocs erratiques au sommet.

e) Après le retrait des glaciers (ou après l'abaissement du niveau glaciaire en dessous du niveau du plateau), les effusions

de basaltes ont recommencé par des éruptions de fentes ou des éruptions centrales. Ces basaltes post-glaciaires sont plus scoriacés et plus vitreux que les basaltes doléritiques du sommet de la série palagonitique. Ils forment des coulées et des petits cônes basaltiques sur les plateaux. Ils tombent ensuite en cascades imposantes du haut des bordures escarpées de ces montagnes palagonitiques, s'écoulant dans les plaines environnantes.

Les étages *a-b-c* appartiennent à des éruptions sous-glaciaires; ils forment la succession typique des processus de la série palagonitique. Elle consiste d'abord en éruptions de masses granuleuses et bréchoïdes; il survient ensuite la formation des globes tachylitiques au milieu de la masse bouillonnante, sans que se forment encore des épanchements cohérents de basalte. Cette phase effusive ne fut atteinte que pendant la dernière étape de l'éruption, alors que le toit de glace était percé et que le lac d'eau de fonte s'était vidé.

Ces épanchements de basalte de la dernière phase de l'éruption pouvaient se consolider assez lentement, parce qu'ils reposaient sur un soubassement chaud formé des tufs de la phase précédente.

La formation de cette série palagonitique est liée à la présence d'une couverture de glace. Le changement abrupt du caractère des éruptions du magma basaltique dans la zone médiane, pendant le Pléistocène, se marque par des épanchements de laves avec peu de tufs avant la glaciation, des tufs tachylitiques prédominants pendant celle-ci, et de nouveaux épanchements de laves après qu'elle fut achevée. Ce changement peut être expliqué de la manière suivante :

Les forces de tension tectonique, actives pendant l'effondrement de la zone médiane, produisaient des fissures béantes dans le fondement basaltique (« gjár »). Le magma basaltique montait en même temps dans ces fissures, à l'état de pâte fondue, tandis que des masses d'eau de fonte des glaciers y descendaient simultanément. Ces deux matières se mêlaient en tourbillonnant et produisaient des grains et des fragments de verre de basalte (tachylite) à la suite du refroidissement soudain. Cette mixture de composants solides et de vapeurs montait et arrivait à la base de la couverture de glace. Ayant perdu beaucoup de son énergie thermique par ce refroidisse-

ment pendant la montée, la matière extrusive ne pouvait pas pénétrer au début dans le toit de glace, mais elle se faisait place par fusion progressive. Des globes de tachylite, grands comme des ballons de football, pouvaient se former lorsque les éruptions continuaient à se produire dans un lac d'eau de fonte. Finalement, quand ce lac s'était vidé, des coulées de laves basaltiques couvraient l'accumulation de tufs palagonitiques.

Le mécanisme d'une telle éruption de tufs granuleux par l'expansion des vapeurs résurgentes est comparable au processus technique de « fluidisation » qu'on emploie pour expliquer la mise en mouvement et le transport des masses granuleuses (REYNOLDS, 1954).

La présence d'une couverture de glace a donc été la cause de ce changement abrupt et complet du caractère des éruptions du magma basaltique et ceci pour deux raisons : d'abord, parce que cette glace fournissait d'énormes masses d'eau de fonte, ensuite, parce qu'elle était un moyen de refroidissement supplémentaire pendant l'extrusion. Celle-ci se produisait dans un lac d'eau de fonte, au sein duquel se formaient les globes tachylitiques.

En l'absence d'une couverture de glace, mais lorsque les dépôts tuffeux dans la dépression médiane étaient encore saturés de beaucoup d'eau, le caractère des éruptions de fonte était encore différent. Le magma basaltique, qui montait le long des fissures dans cette dépression médiane, rencontrait des cascades d'eau superficielle. Ce contact causait une effervescence générale et provoquait la trituration du magma refroidi en grains de tachylite. Mais il n'y avait plus de refroidissement supplémentaire pendant l'éruption vers la surface. Les globes de tachylite, caractéristiques de la série palagonitique, ne se formaient donc pas. Au lieu de ces globes inclus dans ces coulées de tufs tachylitiques, on trouve des injections tardives de lave basaltique. Les bordures de ces filons ne sont pas vitreuses comme dans la série palagonitique, mais elles deviennent de plus en plus spongieuses vers l'extérieur, de sorte que finalement les phénocristaux de plagioclase et d'olivine sont complètement isolés de la pâte encaissante. Ainsi, en l'absence d'une couverture glaciaire, des épanchements volumineux de tufs du type de Katmai ont eu lieu. Ils sont comparables aux « ignimbrites », aux « sillars » ou aux « welded tuff-flows » décrits ailleurs. Un exemple de ces tufs katmayens est présenté par le Dyngjufjöll Ytri, mentionné dans le chapitre suivant.

HISTOIRE VOLCANO-TECTONIQUE DU DYNGJUFJÖLL ET DE L'ASKJA.

Le complexe montagneux du Dyngjufjöll avec les « caldeiras » emboîtées de l'Askja et de Knebel est un édifice volcanique au milieu de l'Ódádahraun. Son histoire illustre très bien les relations entre la tectonique et le volcanisme quaternaire d'Islande.

Le Dyngjufjöll est situé au milieu d'une rangée d'extrusions de fentes et de cônes basaltiques d'une longueur de plus de 100 km, dont la partie nord a une direction de N 10° E et la partie sud de N 35° E. Le groupe du Dyngjufjöll a un diamètre de 20 à 25 km et une aire d'environ 400 km². L'altitude maximum est de 1.510 m; elle domine d'à peu près 800 m la plaine environnante de l'Ódádahraun.

L'histoire volcano-tectonique de ce complexe montre les phases suivantes :

1. Extrusion de tufs palagonitiques par éruption sous-glaciaire dans la partie sud-est (Thoroddsenstindur), suivie de l'érosion glaciaire.

2. Extrusion de tufs katmayens pendant une retraite temporaire du glacier (phase interstadiale) dans la partie ouest (Dyngjufjöll Ytri), suivie par l'érosion glaciaire. Mais cette fois-ci les glaciers ne recouvraient plus le plateau de Thoroddsenstindur mais seulement celui de Dyngjufjöll Ytri.

3. Formation des dépôts post-glaciaires dans la vallée entre Thoroddsenstindur et Dyngjufjöll Ytri; ils se composent de bas en haut : a) de couches basaltiques; b) de tufs bréchoïdes non stratifiés, nommés tufs de Lokatindur, représentant probablement des dépôts d'avalanches boueuses; c) des sables et des graviers fluviatiles, formés à partir des tufs.

4. Bombement général du groupe de Dyngjufjöll, accompagné d'éruptions volumineuses de basaltes. On peut distinguer :

a) des basaltes syntectoniques, qui sortaient des fentes au sommet de la tumeur, avec une direction NNE-SSW;

b) des basaltes syntectoniques tardifs, qui sortaient des fissures à la base nord et nord-est de la tumeur, avec l'effondrement simultané du sommet, où la caldeira de l'Askja se formait par l'affaissement de la clé de voûte;

c) des basaltes post-tectoniques, qui sortaient par les mêmes fissures que les basaltes syntectoniques a) et par les fractures marginales de la caldeira.

5. Période de tranquillité volcanique qui a duré au moins depuis l'immigration des Vikings, pendant le X^e siècle, jusque 1875. Au cours de cette année, l'éruption de fente de Sveinagjá produisit des épanchements de basalte dans la partie nord de la rangée volcanique dont le Dyngjufjöll forme le groupe central, tandis que ce dernier passait par un cycle d'éruptions explosives qui produisaient des tufs rhyolitiques. Le paroxysme de ce cycle fut atteint le 29 mars 1875, lorsque le nouveau cratère de Viti, situé à la bordure est de l'Askja, expulsa environ quatre kilomètres cubes de produits clastiques (« tephra » selon un nouveau terme proposé par SIGURDUR THORARINSSON). Cette éruption fut suivie par l'effondrement d'une nouvelle caldeira du côté sud de Viti. Le volume et l'aire de cette caldeira augmenta au cours des années à la suite d'effondrements progressifs. Ils s'élèvent maintenant respectivement à plus de 2 km³ et de 20 km².

6. Cette éruption paroxysmale de 1875 a terminé le cycle volcanique du Dyngjufjöll de la même manière que l'éruption de Krakatau de 1883 termina un cycle volcanique de ce groupe. Tous deux produisirent des produits clastiques de composition rhyolitique. Les éruptions de Dyngjufjöll recommencèrent en 1921, après quarante-six ans de tranquillité, avec des épanchements de basaltes, évolution comparable à celle du Krakatau qui recommença en 1927, après quarante-quatre ans de tranquillité, à émettre des produits clastiques de composition basaltique.

BIBLIOGRAPHIE.

- BEMMELEN, R. W. VAN and RUTTEN, M. G., 1955, Table Mountains in Northern Iceland (and related geological notes). Éd. Brill, Leyden.
- EINARSSON, T., 1946, Origin of the basic tufs of Iceland (*Acta Naturalia Islandica*, vol. 1 [1], p. 175).
- HAWKES, L., 1938, The age of the roches and topography of middle northern Iceland (*Geol. Mag.*, vol. 75, pp. 289-296).
- 1939, The age of the upper basalts in middle northern Iceland (*Ibid.*, vol. 76, pp. 335-336).

- HOSPERS, J., 1952, Reinterpretation of a gravity survey in central northern Iceland (*Geol. en Mijnb.*, nouv. sér., vol. 14, pp. 239-247, La Haye, 1952).
- 1954, The geology of the country between Akureyri and Myvatn in northern Iceland (*Ibid.*, nouv. sér., vol. 16, pp. 491-508, La Haye, 1954).
- IWAN, W., 1938, Die Bardarttalverwerfung in Nord-Island (*Zeitschrift. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, pp. 350-362).
- NOE-NYGAARD, A., 1940, Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times (*Folia Geographica Danica*, vol. 1 [2], pp. 1-67).
- PJETURSS, H., 1910, Island. Handbuch der regionalen Geologie. Vol. IV, n° 1. Éd. Steinmann et Wilkins à Bonn.
- REYNOLDS, D. L., 1954, Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites (*Amer. Jour. Sci.*, vol. 252, 10, Oct. 1954, pp. 577-614).
- SIMPSON, J. B., 1951, The age of the Tertiary Vulcanicity in Scotland (*British Association Programme*, 1951, section C, p. 63).

TABLE DES MATIÈRES.

	Pages.
RÉSUMÉ	153
Introduction	153
Aperçu de l'évolution géologique d'Islande	154
La bordure nord-ouest de la dépression médiane	156
La formation sous-glaciaire de la série palagonitique... ..	157
L'histoire volcano-tectonique de Dyngjufjöll avec l'Askja	160
BIBLIOGRAPHIE	161
