

GÉOLOGIE. — *Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut-Atlas*. Note (*) de M. JEAN-PAUL SCHAEER, présentée par M. Pierre Pruvost.

Les déformations des compartiments profonds du bloc occidental du Haut-Atlas, acquises au cours des orogénies hercynienne et tertiaire, sont rarement imputables à des poussées tangentielles d'orientation méridienne, alors que les déplacements dans des plans subverticaux y dominent. En s'appuyant sur les idées de C. E. Wegmann (1) on est donc conduit à rechercher l'origine des mouvements dans le déplacement de masses mobiles qui, au cours de l'histoire de la chaîne, auraient été portées à des niveaux plus ou moins élevés.

En suivant la chaîne du Haut-Atlas depuis la côte atlantique jusqu'au Tizi n-Tichka, on distingue traditionnellement, sur ce premier tronçon, trois secteurs différents (2) qui permettent d'étudier l'anatomie de parties de plus en plus anciennes et profondes de cet édifice et de saisir la complexité tectonique de cette unité morphologique. La première partie de la chaîne, qui s'élève graduellement depuis la côte et s'étend sur quelque 70 km jusqu'au couloir permo-triasique d'Argana, est une couverture plissée de terrains jurassiques et crétacés. Au-delà, les séries primaires se dégagent de leur enveloppe secondaire et s'élèvent rapidement pour former une chaîne majestueuse, profondément entaillée : c'est le « bloc occidental du massif ancien », bombement structural qui doit la majeure partie de son développement à l'orogénie des temps tertiaires; sa culmination se place dans la région du granite du Tichka, là où se situait déjà une culmination hercynienne qui, au reste, avait présenté une ampleur beaucoup plus grande. Après l'ensellement structural que marque le cours du n-Fiss, mais dont les points les plus bas de l'ancienne pénéplaine post-hercynienne se situent un peu à l'Ouest, sur la transversale Amizmiz-Ijjoukak, on observe une très nette remontée qui dégage rapidement les terrains du Précambrien III. Au-delà apparaît le massif de l'Ouzellarh, bâti de roches anciennes, qui en dehors des zones de cassures importantes et complexes (3) n'a pas subi de plissement à proprement parler. Les assises du Précambrien III et plus jeunes y sont en général subhorizontales ou très peu inclinées et elles soulignent uniquement par leur disposition d'ensemble le vaste bombement que représente cette partie de la chaîne.

Le bloc occidental du massif ancien, zone médiane de ce premier tronçon de la chaîne, retiendra tout particulièrement notre attention. En opposition avec les territoires situés immédiatement à l'Est, on y reconnaît une tectonique hercynienne violente. Les mouvements, qui datent probablement pour la plupart du Carbonifère, ont donné au matériel hercynien une structure complexe qu'il est possible de retrouver non déformée ou tout au plus basculée au niveau des pénéplaines triasiques ou crétacées. Pendant les temps primaires, des déformations avaient certes déjà marqué

ce pays, mais leur histoire ne peut plus se lire facilement dans la géométrie des couches, et l'on n'en trouve les traces que par l'analyse sédimentostratigraphique. Ainsi on remarque que de nombreuses et importantes assises conglomératiques sont présentes dans le Cambrien inférieur; les galets y sont pour la plupart formés de matériel volcanique et, de ce fait, il semble que ces séries détritiques sont à mettre en rapport plutôt avec les centres mêmes du volcanisme qui devaient se trouver dans cette partie du Haut-Atlas (⁴) qu'avec des mouvements orogéniques de très grande importance. Sur la bordure ouest du massif de l'Ouzellarh, en revanche, des déformations majeures ont dû avoir lieu avant la transgression du Cambrien moyen puisque ces assises reposent en discordance sur le Précambrien III, après érosion d'un Infracambrien épais de près de 1000 m. Dans l'Ouest de la chaîne primaire, des formations détritiques rouges, rappelant parfois étrangement celles du Trias, se placent peu au-dessous de calcaires dévoniens, dans des schistes qui ont fourni quelques niveaux à graptolites du Silurien (Gothlandien). Un peu plus bas dans la coupe, un important niveau est formé de très gros galets de quartzites. L'imprécision stratigraphique, due pour une bonne part aux mouvements tectoniques ultérieurs, ne permet pas encore de parler avec certitude de mouvements calédoniens pour expliquer ces dernières formations. Mais il est important de souligner que les reliefs qui ont pu servir à l'alimentation de ces séries détritiques ne peuvent pas, d'après ce qu'on sait des séries siluriennes de l'Anti-Atlas, être recherchés dans cette direction.

Dans tout le massif ancien du Haut-Atlas, ainsi que J. Dresch l'avait déjà souligné (⁵), le style des plis est fort différent suivant les endroits. En gros on peut dire que la zone de déformation maximale se situe autour du massif de granite du Tichka et qu'elle reste importante dans tout le territoire situé à l'Ouest d'une ligne passant par Tizi Oucheddene et les gorges du n-Fiss, à l'exception des territoires situés au Sud-Sud-Ouest d'Imi-n-Tanout. Les déformations majeures de la zone centrale affectent les séries cambriennes et ordoviciennes. Elles s'y marquent principalement par des cisaillements dans des plans très rapprochés, souvent subverticaux, orientés Nord-Est - Sud-Ouest. Ces actions ont donné naissance à une schistosité qui recoupe souvent la stratification. Celle-ci, sous l'effet de mouvements différentiels dans ces plans de cisaillement, s'ondule et dessine des plis dont l'orientation axiale se confond avec celle des plans de cisaillement. Par place, sous l'influence du métamorphisme de contact du granite, ou même sous l'influence d'un métamorphisme régional, des cristallisations nouvelles apparaissent dans ces plans de schistosité. Elles entraînent la naissance d'une foliation qui peut, sous l'influence d'une différenciation métamorphique locale, aboutir à un rubanement gneissique dont l'origine tectonique est évidente. Toute cette tectonique de cisaillement comporte des plis extrêmement souples qui dans les parties les plus facilement déformables de l'édifice (les calcaires)

aboutit presque à des plis d'écoulement (*flow fold*) dont les axes sont souvent très redressés. Cette tectonique et le métamorphisme qui s'est greffé sur ses plans de déformation implique des mouvements à grande profondeur sous une couverture qui devait atteindre plus de 5 000 m. La disposition, la localisation et la forme des plis engendrés ne semblent pas provenir d'efforts tangentiels; il semble au contraire plus probable qu'elles résultent de déformations d'un milieu relativement mobile (granite ?) se déplaçant et s'élevant au-dessous d'une zone plus ou moins métamorphique et relativement rigide.

Le Paléozoïque moyen (du Caradoc au Dévonien) qu'on rencontre dans l'Ouest du massif du Haut-Atlas occidental pose encore de nombreux problèmes. Il est presque toujours en contact anormal avec les séries qui le supportent et forme soit des synclinaux qui peuvent se transformer en minces cicatrices séparant des blocs de terrains plus anciens, soit des lambeaux qui reposent par contact tectonique sur du Géorgien probable. La disposition actuelle de ces séries doit résulter d'un ou de plusieurs décollements qui ont lieu à l'intérieur de la série stratigraphique primaire. Les synclinaux permettent de situer et de reconnaître l'ampleur des déformations cassantes qui se sont produites à la fin de l'orogénie hercynienne. Ainsi il semble presque certain maintenant que le synclinal de Tiouna (Aït-Driss) se prolonge jusqu'en pays Seksaoua et qu'il n'est interrompu que par la faille nord-atlasique de direction Est-Ouest qu'on suit depuis le Tizi Machou en direction de l'Est. Plusieurs faits prouvent que cet accident est une cassure ancienne qui a eu une histoire complexe. Pendant l'Hercynien, elle était en relation étroite avec des joints de tension qui furent injectés de matériel granitique. A cette époque, ce grand accident semble avoir principalement été le siège de déplacements subhorizontaux qui ont repoussé la partie nord du synclinal, de direction sensiblement méridienne, de 3 à 4 km plus à l'Est. Les distorsions subies par le synclinal dans son ensemble ou certaines de ses parties confirment pleinement cette façon de voir. Les rejeux atlasiques ont à leur tour, sur la même faille, provoqué des mouvements subverticaux qui ont élevé le compartiment sud d'environ 1 km par rapport à celui situé au Nord. Ici, comme en d'autres points du domaine primaire du Haut-Atlas, la tectonique tertiaire n'a pas à proprement parler provoqué de plis dans les terrains primaires; elle a abouti à la formation d'une chaîne qui est constituée par un ensemble de blocs de matériel ancien plissé, qui furent portés à des altitudes relatives différentes par des rejeux qui se sont placés sur des failles subverticales dont certaines étaient des accidents très anciens. Les parties les plus profondes de ce secteur de la chaîne ne présentent pas de traces de poussées tangentielles de direction méridienne et ne devraient pas de ce fait être désignées comme un pli de fond (⁶). C'est un pays de horsts et grabens, déjà reconnu par F. Proust (³) dans le massif de l'Ouzellarh, et qui se retrouve depuis la plaine du Souss jusqu'au-delà des Jebilet. Pendant ce

diastrophisme tertiaire, l'anatomie interne du socle hercynien, schistifié dans les parties les plus anciennement tectonisées, déjà découpé en grands compartiments, pouvait et devait par sa géométrie propre influencer d'une façon notable toute la tectonique de la couverture jurassico-crétacée.

Cette conception de l'évolution de la chaîne se rapproche de la vision de P. Fallot ⁽⁷⁾ qui insistait sur le fait que les Atlas ne résultent pas d'un train d'ondes propagé dans le bâti africain, mais de plis ayant évolué sur place.

(*) Séance du 17 février 1964.

(1) *Geologische Rundschau*, 52, 1962, p. 169-184.

(2) G. CHUBERT et J. MARÇAIS, *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 100, 1^{re} part., 1952.

(3) F. PROUST, *Thèse Sciences*, Montpellier, 1962 et *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1962, p. 9-11.

(4) J.-P. SCHAEER, *Comptes rendus*, 258, 1964, p. 2114.

(5) *Thèse Lettres*, Paris, 1941.

(6) E. ARGAND, *Congr. géol. int.*, Belgique, 1922, publ. 1924.

(7) *Comptes rendus*, 212, 1941, p. 995.

(Service géologique du Maroc, Rabat.)