



Évolution du bassin de la Tet dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène : étude de morphotectonique

<https://hdl.handle.net/1874/304693>

¹⁹²
A. g. m. 1935 (quarto-portef.)

ÉVOLUTION DU BASSIN DE LA TET
DANS LES PYRÉNÉES ORIENTALES
PENDANT LE NÉOGÈNE

A. J. PANNEKOEK

u.
BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

A. qu.

192

ÉVOLUTION DU BASSIN DE LA TET
DANS LES PYRÉNÉES ORIENTALES
PENDANT LE NÉOGÈNE
ÉTUDE DE MORPHOTECTONIQUE

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE RIJKS-UNIVERSITEIT TE UTRECHT,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS
Dr. H. BOLKESTEIN, HOOGLEERAAR IN
DE FACULTEIT DER LETTEREN EN WIJS-
BEGEERTE, VOLGENS BESLUIT VAN DEN
SENAAT DER UNIVERSITEIT TE VERDEDI-
GEN TEGEN DE BEDENKINGEN VAN DE
FACULTEITEN DER WIS- EN NATUURKUNDE
EN DER LETTEREN EN WIJSBEGEERTE
OP DINSDAG 9 APRIL 1935, DES NAMIDDAGS
TE 3 UUR

DOOR

ANTONIE JOHANNES PANNEKOEK
GEBOREN TE LEIDEN

N.V. A. OOSTHOEK'S UITGEVERS-MAAT¹J. — UTRECHT — 1935

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

AAN MIJN OUDERS

Allen, die leiding hebben gegeven aan mijn studie, zoowel aan de Utrechtsche als aan de Amsterdamsche Universiteit, dank ik hiervoor ten zeerste.

Gedurende mijn eerste studiejaren waart Gij het, Hooggeleerde DUBOIS, die mij met de Geologie deed kennismaken. Uw oorspronkelijke gedachten hebben mij steeds geboeid; Uw voortdurende belangstelling stel ik zeer op prijs. De lessen van wijlen Prof. SLUITER zullen steeds in mijn herinnering blijven. U, Hooggeleerde STOMPS, ben ik zeer erkentelijk voor Uw hulpvaardigheid gedurende de tijd dat ik in 1930 op Uw laboratorium werkzaam was.

Groote dank ben ik verschuldigd aan U, Hooggeleerde RUTTEN, die mij hebt geleid bij mijn verdere geologische studie. Ik beschouw het als een bijzonder groot voorrecht dat ik gedurende zoo vele jaren Uw assistent mocht zijn. Uw critisch geologisch denken en Uw praktische en snelle wijze van werken zijn een voorbeeld voor Uw leerlingen; op elk gebied behartigt Gij voortdurend hun belangen. Steeds meer besef ik hoe Gij mij altijd de juiste weg hebt gewezen.

Hooggeleerde SCHMUTZER, van Uw groote beminnelijkheid heb ik bij herhaling de blijken mogen ondervinden. Hooggeleerde BROUWER, aan Uw bezielende invloed dank ik mijn voorliefde voor de tectoniek. Gij, Hooggeleerde NIERSTRASZ, maakte de Dierkunde tot een voor mij levende wetenschap.

Hooggeleerde OESTREICH, hooggeschatte Promotor, voor Uw hulp tijdens mijn studie in de Physische Geographie ben ik in het bijzonder erkentelijk. Van de ruime wetenschappelijke belangstelling, die Gij bij mij hebt gewekt, is dit proefschrift het gevolg. Een diepe indruk maakte op mij de liefde, waarmee Gij de ons omringende wereld beschouwt. Ik zal mij die dikwijls tot voorbeeld stellen.

Hooggeleerde VAN VUUREN, dat de Sociale Geographie een belangrijke plaats bij mij inneemt is vooral het gevolg van Uw stimulerende invloed; ik hoop daarvan ook in de toekomst nog te mogen profiteeren. Hooggeleerde VAN EVERDINGEN, de helaas te korte tijd dat ik onder Uw leiding werkte, zal bij mij in prettige herinnering blijven. Hooggeleerde VENING MEINESZ, dat ook Gij tot mijn leermeesters behoort, is voor mij een reden tot groote dankbaarheid. Zeergeleerde Mejuffrouw HOL, altijd stondt ge klaar met Uw raad of hulp, waarvoor ik U bijzonder erkentelijk ben.

U dank ik, waarde VAN DIJK, voor de prettige samenwerking; ook gij hebt veel bijgedragen tot de goede geest, die op het Geologisch Instituut heerscht. Ook aan velen, die ik niet heb genoemd, zal ik dankbare herinneringen bewaren.

En terminant ce travail j'éprouve le besoin de remercier chaleureusement tous ceux qui, tant en France qu'aux Pays-Bas, m'ont appuyé de leur secours.

Parmi les premiers je nomme avant tout M.M. ASTRE et MENGEL, ensuite M.M. les ingénieurs BLANCHÈRE et GENÈR, M. le docteur R. NUSSBAUM, enfin les professeurs, les autorités et tant d'autres personnes qui m'ont rendu des services à plusieurs reprises. Je ne veux pas passer sous silence les innombrables gens du pays qui m'ont facilité le travail, ou bien, me l'ont rendu agréable. Je garde les meilleurs souvenirs de mes compagnons de voyage, avec qui j'ai partagé les agréments des excursions faites au Midi de la France.

Dans mon pays j'ai profité en premier lieu du précieux secours de M. le professeur OESTREICH qui, souvent, a différé d'autres travaux pour être utile au mien. Je lui sais gré de s'être intéressé si vivement au progrès de ma thèse. Bien d'autres personnes m'ont également rendu des services. Je remercie mon ami BOISSEVAIN de ses bons conseils, M. VAN DIJK de son aide sur le terrain photographique et surtout Mlle BOISSEVAIN du grand soin avec lequel elle a corrigé le texte français.

Le présent mémoire paraît comme no. 10 des:

GEOGRAPHISCHE EN GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN

*Publicaties uit het Geographisch en uit het Mineralogisch-Geologisch
Instituut der Rijks-Universiteit te Utrecht.*

CHAPITRE I

INTRODUCTION.

MÉTHODE ET POINT DE VUE ADOPTÉS.

L'étude des périodes relativement récentes de l'histoire de la terre diffère quant à ses méthodes de celle des temps plus anciens. Pour ceux-ci les dépôts marins sont les sources principales de nos connaissances, les surfaces des continents contemporains ne s'étant plus ou presque plus conservées. Quant au Néogène, les conditions sont plus favorables. Premièrement c'est à cause des dépôts continentaux qui se sont mieux conservés à mesure qu'on monte dans l'échelle stratigraphique. Mais, ce qui est le plus important, la surface-même des continents tertiaires elle aussi s'est plus ou moins conservée dans plusieurs régions.

Vu que l'ensemble des sédiments nous révèle surtout l'histoire de ces parties du globe où ils ont été déposés, il faut recourir à la morphologie pour obtenir des données sur les parties où les sédiments font défaut. Seule la combinaison des méthodes morphologiques avec les méthodes stratigraphiques et tectoniques permet donc de reconstruire assez complètement l'histoire géologique d'une région.

Que les sédiments soient traités suivant les méthodes stratigraphiques ou tectoniques, au fond il résulte de leur étude — abstraction faite des phénomènes climatologiques et biologiques — l'établissement d'une suite de mouvements de l'écorce terrestre, c. à. d. l'histoire dynamique dans l'espace et le temps. Ce sont ces mouvements qui déterminent les transgressions et les régressions, la répartition des sédiments, leur épaisseur et leur faciès, aussi bien que leur tectonique, leur diagénèse et leur répartition actuelle. Mais ces mêmes mouvements déterminent aussi en dernier lieu les formes des surfaces continentales. L'action érosive est, il est vrai, celle qui façonne directement la surface. Mais ces forces exogènes sont déterminées et mises en action par le mouvement endogène, qui est la force active et variable dans la genèse du relief. C'est en vue d'établir ces mouvements qu'il faut analyser morphologiquement le relief. Examinons comment et jusqu'à quel degré la géomorphologie peut y réussir.

La géomorphologie avait d'abord comme but exclusif l'interprétation de tous les éléments dont le relief est composé, c. à. d. de la genèse du relief. Les éléments (vallées, pentes, sommets, plateaux, etc.) qui forment une unité génétique furent groupés en un cycle érosif, et opposés aux éléments d'un autre cycle. C'est ainsi que la morphologie établissait des séries de cycles successifs. Mais, parce que cette suite de cycles est déterminée par une succession de mouvements, donc par le rythme tectonique, on se sert à présent de la morphologie pour obtenir

une histoire des divers mouvements qui ont affecté la région en question. Aussi une étude du Néogène n'est pas complète sans l'analyse morphologique des massifs montagneux, qui existent entre les bassins de sédimentation. Une étude tectonique d'une montagne ne l'est pas non plus, sans que les dernières phases de son histoire dynamique soient révélées par l'étude du relief (*morphotectonique*).

Cependant, l'analyse morphologique ne peut résoudre ces questions toute seule. Ce sont deux choses qui manquent surtout à la morphologie: une chronologie précise, permettant de déterminer l'âge des cycles et des accidents tectoniques et, en second lieu, les moyens de déterminer avec précision la forme exacte des déformations tectoniques. C'est que depuis l'apparition des déformations l'érosion a continué, de sorte que les objets déformés ne se sont plus conservés tels que la déformation les a façonnés. Pour ces deux raisons il faut recourir à des dépôts contemporains.

Les données fournies par ces dépôts sont d'un caractère varié. 1. Premièrement les sédiments ont parfois quelque rapport avec des éléments morphologiques, ce qui permet d'en déterminer l'âge. Ainsi une forme peut être taillée dans un dépôt, ou bien avoir coupé horizontalement quelque dépôt disloqué: la forme est alors plus récente que le dépôt. Puis, un dépôt peut couvrir une forme contemporaine ou encore être déposé dans un relief préexistant. Une fois le synchronisme d'un dépôt avec un „cycle” érosif établi, les autres cycles érosifs pourront être rattachés également à des sédiments. D'après cette méthode on tâche de trouver pour tous les cycles leurs sédiments synchrones.

2. Le faciès des sédiments est une source de connaissances sur les conditions qui existaient lors de leur déposition dans l'entourage du territoire de sédimentation. Les sédiments situés près des aires d'érosion ont le faciès qui convient au relief de l'entourage. Le sédiment est, pour ainsi dire, l'expression sédimentaire du relief entourant. Chaque étage sédimentaire correspond ainsi avec son relief contemporain, donc avec quelque cycle érosif dont il est le „sédiment corrélatif”: l'histoire des montagnes se fait lire dans l'histoire sédimentaire. Par exemple une marne ou un calcaire littoral ne s'est certainement pas formé au pied d'une côte rocheuse d'une grande hauteur; un conglomérat à blocs anguleux n'est jamais le sédiment corrélatif d'un relief de faibles collines mûres, mais plutôt celui d'un escarpement accusé voisin.

3. La répartition des sédiments indique souvent les contours des terres fermes, ou bien, s'il s'agit de dépôts continentaux, des massifs élevés, qui ont fourni les matériaux.

4. Enfin, la tectonique et les discordances, ou-s'il n'y a pas eu de déformations — l'altitude des sédiments indiquent les mouvements qui sont postérieurs à la sédimentation, mouvements qui ont affecté les masses montagneuses voisines, sans sédiments, aussi bien que les bassins sédimentaires. Ainsi on peut en tirer des conclusions sur les mouvements des montagnes aussi.

Il faut, du reste, remarquer que l'appui donné par les sédiments et la tectonique à la morphologie, est mutuel: la connaissance du relief d'une certaine période étant à son tour indispensable pour comprendre la formation d'un dépôt ou d'un accident tectonique.

CHOIX DU TERRAIN.

Pour faire des études dans le sens indiqué ci-dessus, les régions où des sédiments d'âge peu ancien sont situés aux bords ou dans l'intérieur de massifs montagneux, procurent le plus d'avantages.

Dans les Alpes orientales, par exemple, où ces conditions sont très favorables, une série de travaux ont largement augmenté nos connaissances sur la paléogéographie tertiaire et le mécanisme de l'orogénèse. D'autres régions où ces études ont été faites, se trouvent hors de l'Europe. Ce sont par exemple l'Asie Mineure et l'Argentine, avec leurs successions de chaînes de montagne et de bassins tertiaires, où feu W. Penck a exécuté ses travaux importants qui ont contribué au mêmes problèmes.

La région choisie par nous est également assez favorable pour faire de telles recherches. Des sédiments néogènes s'y trouvent dans une dépression, parcourue de la Tet. Elle s'ouvre vers la Méditerranée et divise la zone centrale des Pyrénées orientales en deux chaînes parallèles. Les sédiments y pénètrent donc jusque dans le massif montagneux.

Bien que les sédiments du bassin n'aient jamais fourni de fossiles, et que leur âge ne puisse donc être déterminé exactement, on peut recourir aux couches de la plaine côtière méditerranéenne, du Roussillon. Grâce à ses riches faunes la stratigraphie en est bien établie (Depéret). Du côté W, la région étudiée par nous touche à un autre bassin néogène, la Cerdagne. Celui-ci a été étudié suivant les mêmes principes par M. Boissevain, dont les résultats ont été d'une grande importance pour nos recherches.

Le bassin de la Tet offrait en outre des problèmes qui se rattachent à la question de la nature des bassins intra-montagneux en général. Partout où ceux-ci se trouvent se posent les questions concernant leur extension ancienne, leur groupement en zones rectilignes, leur rapport avec la division des montagnes en massifs isolés, et concernant les mouvements qui les ont formé. Ainsi les bassins se prêtent à établir l'histoire géologique des grandes chaînes de montagne après leur plissement. Les mouvements, que révèle l'étude des bassins, ont souvent un style tectonique qui est particulier aux montagnes pendant le temps après leur plissement.

Voilà quelques-uns des problèmes des bassins dans l'intérieur des montagnes, problèmes auxquels, on pouvait s'y attendre, le bassin de la Tet pourrait contribuer.

DÉLIMITATION DE NOTRE SUJET.

Le territoire étudié par nous peut être défini comme suit: c'est la dépression du bassin de la Tet en amont du Roussillon et sa bordure montagneuse immédiate. C'est à dire qu'il coïncide plus ou moins avec l'ancien pays du Conflent, nom qui évoque déjà le caractère morphologique. Bien que notre région constitue plus ou moins une unité bien définie, son caractère limité a ses désavantages. D'abord parce que ce bassin tertiaire n'est pas le seul de ce genre dans les Pyrénées orien-

tales. Il y en a d'autres, par exemple ceux d'Estagel, de Tuchan et Paziols etc., dont l'étude aurait fourni des documents de comparaison.

Puis, les unités morphologiques que nous avons établies, sont répandues sur un territoire plus vaste que celui du Conflent seul. Je ne dissimule pas que dans l'étude d'une région plus grande — que j'espère entreprendre un jour — on pourrait mieux faire ressortir la valeur et les rapports des unités morphologiques. Toutefois je crois que même dans son étendue restreinte le bassin de la Tet contient des données qui pourront contribuer au problème posé au début.

Quant à la délimitation dans le temps, nous nous sommes bornés, comme l'indique le titre, à l'évolution pendant le Néogène, et plus spécialement pendant le Pliocène. C'est dans le Pliocène que les sédiments du bassin se sont formés, qu'ils ont été déformés et que l'érosion post-tectonique a commencé, à condition qu'on englobe le Villafranchien dans le Pliocène. En adoptant une telle définition du Pliocène nous n'envisageons que la facilité d'expression et ne voulons pas nous prononcer sur la question de la limite plio-pleistocène.

Nous n'avons pas voulu étendre notre étude sur les terrasses quaternaires et sur les phénomènes de glaciation. C'est d'abord parce que les actions, qui sont le vrai but de cette étude, ont presque fini à se produire à cette époque, d'autre part parce que ailleurs on s'en est occupé ou s'en occupe encore aujourd'hui.

HISTORIQUE.

Les *sédiments* du bassin de la Tet ont été maintes fois le sujet de discussions. Après la belle revue critique des travaux antérieurs, donnée par la bibliographie de Carez, nous n'avons qu'à mentionner quelques-uns qui nous semblent d'une importance spéciale.

Des opinions variées ont été émises pour expliquer l'origine des dépôts. Ch. Martins (14, 1854), qui les a décrits, considère une partie des sédiments comme des résidus sur place des roches anciennes sous-jacentes. Son opinion n'a guère trouvé d'adhérents.

Plusieurs fois les dépôts ont été considérés comme des moraines, dont ils ont, sans doute, plus ou moins l'aspect. Parmi ceux, qui les considèrent comme des moraines d'un glacier du Canigou il faut compter Wickersheimer (43, 1885), M. Braun (4, 1843), Ch. Martins (pour une partie des dépôts) et J. Roussel (qui admet une origine en partie torrentielle, en partie glaciaire, 39, 1896). D'abord (en 1883) A. Penck (35) a accepté lui-aussi l'hypothèse d'un glacier du Canigou. Cependant, après des études assez détaillées, A. Penck (37, 1894) s'est prononcé en faveur d'un dépôt torrentiel. Plus tard, F. Nussbaum (30, 1925) admet l'existence d'un glacier venant du massif du Carlitte qui aurait déposé les sédiments.

Ch. Depéret, après ses études du Roussillon (9, 1885), s'est également occupé du bassin de la Tet (10, 1905) et en considère les sédiments comme datant du Pliocène, comme ceux du Roussillon. C'est là l'opinion que nous avons adoptée.

Quelques années plus tard, M. O. Mengel (15, 1907) a publié son premier travail sur ce sujet, suivi d'une série de notes dans lesquelles ce grand connaisseur

du pays décrit ses observations nombreuses faites dans cette région. Il nous a été impossible de consulter tous ses travaux; aussi espérons-nous être excusés d'avoir oublié de mentionner quand quelque fait fut déjà signalé par lui.

M. Mengel adopte (en 1907) en partie la détermination de l'âge des sédiments faite par M. Depéret, mais fait-il une exception pour quelques dépôts près de Vernet qu'il considère comme des moraines, bien qu'il n'ait pas trouvé des blocs striés. En même temps il signale les blocs à Hippurites etc., discutés p. 13. Aussi la carte, publiée par lui dans la même année (16, 1907) désigne tout le bassin comme étant rempli de Pliocène, excepté les gisements près de Vernet. Plus tard, en 1913, M. Mengel signale la découverte de quelques blocs striés dans les alluvions du bassin, mais ne mentionne pas les observations sur les blocs striés et les remarques sur leur origine, faites par M. A. Penck.

Des indications stratigraphiques plus détaillées furent publiées par M. Mengel en 1915 (22) et en 1920 (23). Enfin, en 1925, a paru sa carte géologique (feuille de Prades), résultat des longues recherches. Le glacière y occupe une plus grande surface que sur la carte provisoire de 1907, seulement les parties inférieures sont encore attribuées au Pliocène ¹⁾.

Quant à la partie adjacente du Roussillon, M. Mengel s'est surtout occupé des anciens rivages, qu'il attribue à plusieurs mouvements eustatiques (21, 1914; 24, 1920; 29, 1930).

La *tectonique*, elle aussi, a attiré l'attention de M. A. Penck; c'est lui qui a reconnu le caractère tectonique des inclinaisons des couches. M. Mengel mentionne également des déformations tectoniques, d'abord en 1911 (17), puis en 1913 (20) en 1915 (22), et surtout en 1921 (25). Toutefois, des données graphiques sur la tectonique (cartes, coupes) n'existaient pas jusqu'ici.

Enfin il faut faire mention des études de M. Mengel sur les rapports entre la sismicité et la tectonique.

L'étude de la *morphologie* ne fut abordée qu'après celle de la stratigraphie et de la tectonique. Déjà Depéret, en 1885, avait émis là-dessus des idées fort justes, en admettant un relèvement successif du massif du Canigou.

Des observations sur les vallées furent faites par M. Penck, mais surtout par M. Mengel (15, 1907) qui y reconnut des paliers superposés, qu'il a mis en rapport avec les débâcles pliocènes et glaciaires (voir surtout 18, 1912). M. Sorre, dans son étude de géographie biologique (41, 1913), a fait des contributions importantes à la morphologie; il a reconnu les hauts plateaux de plus de 2000 m comme étant des pénéplaines soulevées. C'est aussi l'opinion de M. Blanchard (2, 1914—1915). Les travaux postérieurs, surtout ceux de M. F. Nussbaum (31, 1928; 32, 1930), se sont surtout occupés des formes glacières.

Nous avons déjà dit, que la monographie de la Cerdagne par M. Boissevain (3, 1934) a été un appui précieux pour l'étude morphologique du bassin de la Tet. Il est curieux de remarquer que presque en même temps des idées analogues à celles de M. Boissevain furent publiées par M. W. Panzer, bien que très sommairement, dans une étude sur la Catalogne (34, 1933).

¹⁾ Nous n'avons pu consulter le résumé de ses travaux antérieurs que M. Mengel préparait lors de notre dernier séjour à Perpignan.

CHAPITRE II

SÉDIMENTATION NÉOGÈNE.

FACIÈS ET SUBDIVISIONS.

Les sédiments dont le bassin de la Tet s'est rempli sont presque tous d'un caractère clastique très grossier. Seules quelques argiles situées près de la base forment une exception. Il y a donc une différence considérable avec les sédiments d'âge pontien en Cerdagne, composés en majeure partie d'argiles et de sables fins.

Le faciès est très variable, comme il est naturel pour des dépôts clastiques. Car, si deux ruisseaux apportant des matériaux proviennent de deux vallées dont des roches différentes forment la surface, les cônes de déjection sont d'un caractère différent; cependant les conditions de sédimentation sont les mêmes. Il y a p. e. des torrents qui n'apportent que des matériaux granitiques, désagrégés en partie, tandis que d'autres ne fournissent que des fragments de schiste, décomposés en partie en argiles. Voici donc qu'on a obtenu deux dépôts d'apparence très différente et d'origine pareille.

Vu les changements de faciès, il est assez difficile d'en établir une stratigraphie quelque peu nette. Aussi la parallélisation avec des dépôts d'âge connu n'était pas complètement possible. Naturellement l'étude de la tectonique a également souffert de l'absence de niveaux reconnaissables. Souvent il a été impossible de déterminer d'une manière exacte la position stratigraphique d'un affleurement, car des roches pareilles se rencontrent aussi bien près du sommet que près de la base de l'échelle stratigraphique.

Pourtant, à plusieurs endroits où une série assez complète est visible, on peut néanmoins distinguer une subdivision en deux sous-étages. Cependant les étages observés quelquepart, ne correspondent peut-être pas tout à fait à ceux observés à quelque autre endroit. Il se peut, au-contrain, que, par exemple, le dépôt supérieur de tel endroit englobe une partie du dépôt inférieur de tel autre endroit. Ensuite, dans une partie du bassin, le dépôt inférieur est absent, ou bien ne diffère pas du dépôt supérieur.

Dans chacune des deux subdivisions nous avons distingué deux faciès-type, qui, naturellement, passent graduellement l'un dans l'autre, aussi bien en direction latérale qu'en sens vertical. Les quatre ou cinq types sont indiqués par des lettres et, en outre, ont été dénommés d'après les localités où ils se rencontrent le plus clairement.

	Est	Ouest
Assise supérieure . . .	e. Faciès de Ternère.	c. Faciès d'Escaro. b. Faciès de transition.
Assise inférieure . . .	d. Faciès de Marquixanes.	a. Faciès de Codalet.

DESCRIPTION DES SÉDIMENTS DU BASSIN.

Assise inférieure.

Faciès „a" de Codalet.

Les assises de ce faciès (voir fig. 1) sont bien stratifiées et composées ou bien de fragments de schistes tendres, ou bien d'argiles, qui comprennent généralement de petits fragments de ces mêmes schistes. Le tout est d'une vive couleur rouge lie-de-vin.

Les fragments de ces schistes sont aplatis et aigus, très peu roulés, mais très friables; ce sont les schistes du silurien. La grandeur des fragments change de couche en couche: dans quelques-unes ils sont en moyenne de 1 cm, dans d'autres ils sont de quelques millimètres, dans les couches grossières par contre de 1 dm en moyenne avec un maximum de 2 dm. Outre ces schistes on trouve de rares fragments d'une autre origine: de petits galets arrondis de quartz bleuâtre, de quartzite, etc. Les couches elles-mêmes ont des épaisseurs qui varient de 1 dm à plusieurs mètres.

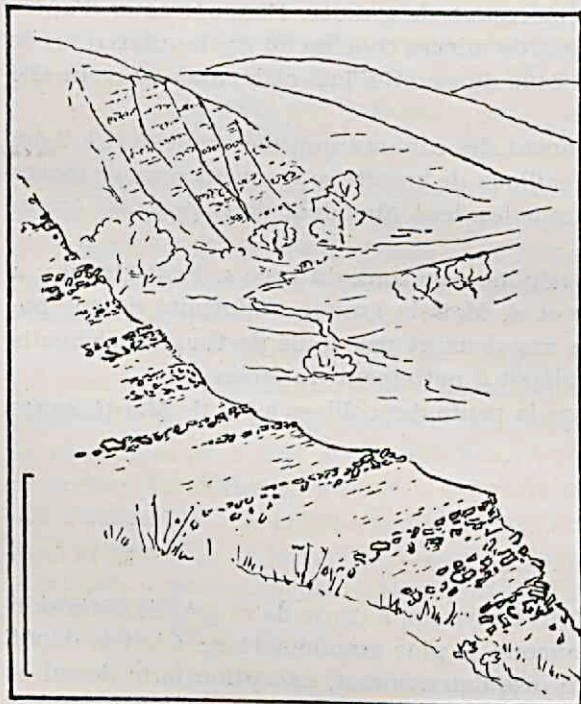


FIG. 1. Assise inférieure (faciès a) près de Sirach. Au bas-fonds faciès b—c. Le trait à gauche indique 1 m.

L'argile se trouve entre les galets dans toutes les couches; celles qui consistent en éléments fins se composent même en majeure partie d'argile. Des argiles à peu près pures, avec de rares écailles minuscules de schiste, sont exploitées entre Codalet et Ria; de couches argileuses moins pures, avec cimentation par de l'oxyde de fer (ce qui leur donne parfois un lustre métallique), se trouvent près de S. Michel de Cuixa. La couleur rouge peut passer au brun, surtout vers le sommet, où les galets étrangers deviennent plus fréquents (faciès b, de transition). Exceptionnellement la couleur rouge est remplacée par le gris (environs de Taurinya).

L'épaisseur observée à Villerach (fig. 7, p. 26) est de 30 à 35 m, le maximum atteint probablement une cinquantaine de mètres. Là où la base de l'assise est visible, on peut observer un léger ravinement irrégulier des schistessous-jacentes.

Répartition (comparer fig. 5, p. 22). Le faciès a (de Codalet) représente l'assise inférieure dans la plus grande partie du bassin de Prades, notamment dans le S et l'W. Seulement dans l'angle NE il est remplacé par le faciès d (de Marquixanes). Vu la disposition en synclinal des couches du bassin, le faciès affleure surtout près des bords. On peut l'observer avec une grande netteté au N

de Villerach (bord S du bassin, voir fig. 7, p. 26), à l'W de St. Michel de Cuixa (bord occidental), à l'E de Sirach (fig. 1), entre Sirach et Codalet (angle NW).

Dans le bassin de Vernet ce faciès occupe la base des dépôts seulement à l'extrémité orientale, où il est clairement exposé à l'E de Corneilla.

Faciès „b" de transition.

En montant dans la série au-dessus de l'assise *a*, la quantité de cailloux divers augmente, tandis que les morceaux de schiste silurien, tout en formant encore la majorité, sont moins anguleux et plus usés que dans les assises inférieures. Parmi les éléments étrangers on remarque surtout des cailloux de gneiss, de quartzite, de schistes cristallins foncés, de phyllites et de calcaires cristallins.

Les couches les plus fines sont composées de sables anguleux, mais tendres, à cause des fragments de schiste silurien. Les couches grossières sont très épaisses et contiennent de grands blocs (jusqu'à $\frac{1}{2}$ m), assez mal arrondis, qui sont surtout caractéristiques pour les dépôts *c*.

Ce faciès se trouve au-dessus de celui du type *a*, partout où celui-ci se rencontre, p. e. à Sirach, sur la crête à l'W. de St. Michel de Cuixa.

Faciès „d" de Marquixanes.

Le long du bord NE du bassin de Prades, entre Marquixanes et Bouleternère, le dépôt rouge semble être absent. A plusieurs endroits près du bord affleurent des graviers anguleux et des sables grossiers à grains aigus, alternant avec des couches à cailloux peu arrondis de granite. C'est le dépôt qui forme la base de la série dans cette partie du bassin.

Les sables résultent de la décomposition de ce même granite; outre le quartz les éléments sont le feldspath, la biotite et même de petits morceaux de granite. Des morceaux d'autre provenance (schiste) y sont plus rares. Quelquefois de minces couches ou des lentilles d'argile y sont intercalées. La couleur est généralement celle du granite, gris-clair, mais souvent elle est devenue bleuâtre ou verdâtre.

Les lits grossiers, souvent cimentés, contiennent des cailloux qui, mesurant de 1 à 2 dm en moyenne, atteignent parfois $\frac{1}{2}$ m. Mêlés aux cailloux de granite se trouvent ceux de roches filoniennes et de schistes métamorphiques qui tous les deux abondent dans le massif granitique avoisinant.

A première vue on pourrait confondre ces dépôts avec ceux du type *c*. Peut-être il y a même synchronisme partiel entre les dépôts *c* et *d*. Mais la grande uniformité de composition, la prédominance des sables, le caractère anguleux et peu roulé de tous les éléments constitutants, sont des traits qui distinguent le dépôt *d* nettement du faciès *c*.

Les meilleurs affleurements se trouvent dans la pente des collines à l'E de Marquixanes et aux pieds de la colline à l'W de Vinça.

Assise supérieure.

Faciès „c" d'Escaro.

Ce dépôt, qui est, sans doute, le plus important du bassin, à cause de sa grande extension et de son épaisseur considérable, occupe de beaucoup la plus grande surface. C'est le dépôt qui a comblé le bassin depuis l'assise inférieure jusqu'au sommet, exception faite des alluvions quaternaires. Tous les rides qui traversent le bassin en direction nord-sud entre Escaro et Estohér montrent ces couches meubles dans les ravins torrentiels de leur flancs.

Les dépôts consistent en une succession de couches de sables grossiers et de graviers et de couches composées de gros blocs. Les dépôts sont bien lités; la stratification se distingue partout avec grande netteté si les affleurements sont frais (malgré l'épaisseur des couches). Si, au contraire, ces couches très meubles sont depuis quelque temps exposées aux actions atmosphériques, la stratification disparaît par le ruissellement et on ne voit

qu'un amas chaotique de blocs et de sables, qui peut être confondu avec des moraines. Seulement si la stratification était bien visible, nous avons considéré les affleurements comme étant du pliocène incontestable, afin d'être sûrs de ne pas avoir affaire à des moraines.

Ce qui est curieux c'est que la stratification n'est pas torrentielle: tous les plans de stratification sont parallèles, toutes les couches ont une assez grande étendue; on peut les suivre à l'oeil sur quelque distance sur des pentes à bons affleurements.

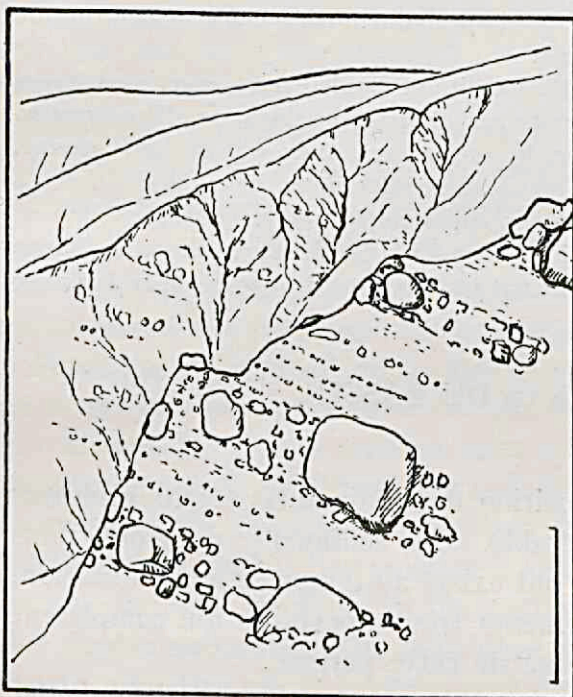


FIG. 2. Assise supérieure (faciès *c*) au NE de Corneilla-de-Conflent.

Le trait à droite indique 1 m.

tes en sont les plus remarquables, parce que ces roches n'affleurent pas dans les environs du bassin. Toutefois il faut les compter parmi les exceptions, la majorité étant formée de roches provenant des alentours du bassin. Les gneiss et les granites prédominent, on trouve également en abondance des schistes, des quartzites et des roches métamorphiques, des calcaires paléozoïques, etc.

Épaisseur. L'épaisseur est très grande, ce qui, d'abord, est surprenant pour un dépôt qui s'est formé pendant un temps relativement court. En tenant compte de l'inclinaison des couches on arrive à une épaisseur de plus de 300 m (valeur pour le milieu du bassin). Le maximum pour tout le pliocène peut, au moins, être évalué de 400 m. Il est impossible de donner un chiffre plus exact à cause du manque de sondages profonds.

Répartition. Ce faciès constitue tout l'étage supérieur dans le bassin de Prades, excepté dans l'angle NE. Le bassin de Vernet renferme ce faciès de la base jusqu'au sommet, exception faite pour les couches inférieures de l'extrémité orientale près de Corneilla.

Faciès „e” de Ternère.

Le faciès *e* remplace latéralement le faciès *c* dans l'angle NE du bassin de Prades et y constitue l'assise supérieure, qui forme dans cette partie la transition aux sédiments du Roussillon.

Le passage du faciès *c* en *e* se manifeste dans le caractère des cailloux devenant de plus en plus roulés, à mesure qu'on se dirige vers l'E. Aussi le type *e* est-il un dépôt fluviatile typique, avec stratification torrentielle.

Les sables sont clairs, généralement plus fins (et plus tendres) que dans les dépôts du type *c*, souvent plus argileux aussi, et comprennent parfois des couches d'argile.

Les couches de sables et de graviers consistent en grains anguleux d'une grande variété de composition: outre le quartz on y trouve des fragments de gneiss, de granite, de feldspath, de diverses roches métamorphiques etc. Les sables sont généralement grossiers, çà et là quelques lits d'argile sont intercalés.

Ce qui est le plus remarquable de ce dépôt c'est la présence des blocs qui se distinguent aussi bien par leur fréquence que par leurs dimensions. Ils sont généralement concentrés dans des couches épaisses, dont quelques-unes sont composées de cailloux d'une moyenne de 2 dm, d'autres de $\frac{1}{2}$ m, mais ceux de 1 m et davantage ne manquent presque jamais parmi les plus petits cailloux. (Les plus grands que j'aie observés atteignent plus de 3 m de diamètre.)

Les blocs sont généralement assez anguleux, mais leurs arêtes sont bien arrondies. Leur composition est des plus variées. Je n'ai qu'à renvoyer aux études de M. Mengel sur ce sujet, qui en a signalé une grande diversité. Les calcaires à Hippurites et à Nummulites

Les couches de graviers fins bien-roulés y sont intercalées en lentilles se terminant en biseau.

Les conglomérats grossiers se trouvent en couches épaisses et consistent, nous l'avons dit déjà, en cailloux bien roulés, ne dépassant généralement pas quelques dm de grosseur. La provenance en est aussi variée que celle des conglomérats *c*.

Répartition. L'endroit le plus occidental du territoire de ce faciès est la colline à l'W de Vinça, où les conglomérats surmontent les couches de l'assise inférieure dans le faciès *d*. Une légère discordance ou un ravinement n'est pas improbable, mais à cause de la structure diagonale on ne peut pas le démontrer nettement.

Toutes les collines à l'E de Vinça, entre cette localité et Bouleternère, sont constituées de couches du type *e*, dont la grande diversité se voit partout dans les affleurements. Au Col de Ternère, où se fait observer la base, le sous-sol schisteux est fortement raviné.

Évidemment ici, comme à l'W du bassin, les couches inférieures, développées dans le faciès *a* ou *d*, sont absentes, de sorte que le faciès supérieur, y remplaçant peut-être en partie le dépôt inférieur, forme la totalité du pliocène présent. La situation plus compliquée près de Bouleternère sera discutée p. 26, en traitant les relations du bassin de la Tet avec le Roussillon.

MODE DE FORMATION DES SÉDIMENTS DU BASSIN.

Généralités.

Les conditions qui ont causé la déposition des sédiments décrits ci-dessus ont pour nous une importance considérable. Les sédiments pourront nous fournir des données sur les conditions qui ont existé au temps de leur formation, et nous renseignent sur quelques mouvements très importants qui complètent nos connaissances du mécanisme tectonique de cette période.

Avant de faire des conclusions sur l'origine des dépôts, il faut se demander quels sont les changements qu'ont subi les sédiments après leur déposition, c. à. d. ceux d'origine tectonique aussi bien que ceux dues à l'érosion.

Le Pliocène dont il est question a subi un „plissement”, de sorte qu'il forme un grand synclinal, montrant plusieurs irrégularités et ondulations secondaires. Par places les bords ne sont pas seulement relevés, mais le Pliocène y est limité par des failles plus ou moins verticales, dont le caractère sera traité dans le chapitre sur la tectonique.

Ensuite l'érosion a créé une plaine d'érosion, c. à. d. un large fond de vallée sur l'endroit du synclinal. Cette plaine s'étend même sur le sous-sol ancien (voir fig. 11, p. 32). Ainsi, seulement les parties du Pliocène qui se trouvaient au-dessous de la base d'érosion de cette plaine, donc celles près de l'axe du synclinal, se sont conservées, tandis que tout ce qui se trouvait au-dessus de cette plaine fut détruit. Or, des deux côtés du bassin, les limites primitives et les parties périphères des sédiments ne se sont pas conservées. Ce n'est donc qu'une partie restreinte des sédiments qui peut être observée. Le croquis 14 (p. 36) peut éclaircir cette situation.

Faciès „a” de Codalet.

Dans le faciès *a* deux faits surprenants attirent l'attention. C'est premièrement la grande uniformité de ses éléments constituants (schistes siluriens), dont on peut conclure une provenance très locale. Le deuxième fait est la forme

anguleuse à peine arrondie des morceaux, qui prouve qu'il s'agit d'un transport sur une petite distance.

Il est plus difficile de préciser le milieu où la déposition a eu lieu. Aucun reste organique ne nous en donne d'indications. Le seul fait d'importance dans cette question est la stratification marquée, qui ne montre pas d'allure torrentielle, les plans des couches restant toujours strictement parallèles. Il est évident que des couches si nettement parallèles ne pourront être sédimentées sous une inclinaison originale d'une trentaine de degrés, inclinaison qu'elles montrent aujourd'hui. L'inclinaison est certainement en grande partie d'origine tectonique, tant pour le faciès *a* que pour les autres dépôts. Il en résulte que ce dépôt a été sédimenté en couches plus ou moins horizontales, ce qui exige une aire d'accumulation avec un fond à peu près plat.

Aussi plusieurs auteurs l'ont-ils décrit comme un lac, où les matériaux, apportés par des ruisseaux, se sont déposés. Ayant observé l'existence d'un ride paléozoïque transversal entre Fillols et Villefranche-Ria qui divise le bassin de la Tet en deux, on a parlé du „lac de Vernet” et du „lac de Prades”.

Il nous paraît que certains faits ne s'accordent pas absolument avec cette manière de voir. C'est surtout la grande étendue horizontale des couches conglomératiques. D'après ce qu'on sait des lacs, les matériaux grossiers ne sont pas transportés vers le milieu et se précipitent dès que la rivière, qui les emporte, est entrée dans le lac. On verrait alors des argiles qui passeraient seulement aux bords à des dépôts deltaïques. Or, telle n'est pas la situation des dépôts en question. Il faut admettre plutôt un transport des éléments grossiers jusque dans le centre de la région d'accumulation. Si, d'ailleurs, un lac avait vraiment existé, la profondeur en aurait été presque nulle, ce qui permettrait aux forts courants de répandre les gros morceaux sur tout le territoire. Aussi croyons-nous plutôt qu'il s'agit d'une plaine d'accumulation fluviale, qui peut très bien avoir été immergée pendant les temps des crues et qui s'est rapprochée alors du caractère d'un lac.

Pendant les périodes plus calmes, les argiles, qui se forment aisément et bien vite par la décomposition des schistes très tendres, se sont déposées dans l'eau plus tranquille. Mais des débris de schiste y sont toujours mêlés.

Nous avons constaté que l'origine des matériaux doit avoir été très locale et que le transport doit avoir eu lieu sur une très petite distance, vu le caractère anguleux des éléments constitutifs. Il faut donc chercher les lieux de provenance dans le voisinage immédiat du sédiment. En vérité, le terrain occupé par le schiste silurien touche presque partout au territoire du faciès *a*.

Afin de pouvoir fournir une telle quantité de matériaux, il faut que l'érosion s'y soit opérée avec grande intensité, entaillant des escarpements. Mais il faut également que l'érosion des cours supérieurs de ces ruisseaux ait été faible, parce que, hors des schistes, il ne s'y trouve pas d'autres cailloux, sauf quelques rares galets roulés de quartz, de quartzite, etc.

Voici donc la situation qui existait à cette époque: dans un paysage où l'érosion ne s'était pas rajeunie, il existait une région en dépression, entourée d'escarpements dans les schistes tendres du silurien où des ruisseaux exerçaient une érosion intensive.

Il va sans dire que de nos jours aucune trace de ces escarpements ne s'est conservée. Ce sont des formes éphémères; nous verrons qu'un peu plus tard elles n'existaient plus. D'ailleurs, depuis lors les bords originaux du bassin ont été relevés par le „plissement” et sont devenus la proie de l'érosion.

Nous interprétons cette dépression comme un commencement de l'effondrement du bassin. Les escarpements sont la suite des failles ou des flexures suivant lesquelles s'est produit l'effondrement et dont les sédiments du type *a* sont les dépôts corrélatifs.

Faciès „d” de Marquixanes.

Déjà dans la description de la sédimentation nous avons dit que ce faciès, bien que d'apparence différente, a une grande ressemblance avec le faciès *a*, quant à toutes ses propriétés essentielles: stratification très nette, couches de blocs peu roulés, provenance uniforme des matériaux (mais différente de celle du faciès *a*, étant granitique). Aussi pouvons-nous appliquer l'interprétation de l'origine du dépôt *a* à l'explication de celle du type *d*, le dépôt se composant ici comme là, presque uniquement de roches touchant au bassin. Comme là, il doit y avoir eu une dépression, bordée d'escarpements qui furent entaillés par l'érosion surtout locale.

Faciès „c” d'Escaro.

Une partie des conclusions sur le faciès *a* a aussi de la valeur pour l'explication du faciès *c*. Il y a, d'ailleurs, à plusieurs endroits un passage graduel entre les deux. Dans ces couches de transition, la quantité de blocs de provenance variée augmente. Évidemment, l'érosion des ruisseaux qui aboutissent au bassin s'étend peu à peu sur un plus grand territoire.

Mais, au temps où le type *c* pur s'accumulait, des changements considérables ont dû s'opérer. La quantité relative des fragments de schiste a fortement diminué, la majorité des constituants dérive des formations les plus diverses qui entourent le bassin, mais plus spécialement du Canigou. Conformément à la distance plus grande de ces gisements les cailloux sont mieux roulés que ceux du type *a*, quoique pas encore complètement arrondis.

Les deux traits prédominants de ce dépôt, qui occuperont naturellement une place dominante dans notre interprétation, sont la grosseur des blocs et l'épaisseur considérable du dépôt. Pour expliquer ces blocs étranges on les a attribués à la présence de glaciers. Mais, à plusieurs reprises on a déjà affirmé que le dépôt lui-même n'est pas une moraine. Je me range complètement à cette opinion. La stratification très nette et la concordance avec les dépôts inférieurs en sont, à notre avis, des preuves incontestables ¹⁾.

¹⁾ Cependant, qu'il y ait eu des glaciers contemporains sur les sommets, n'est pas tout à fait impossible. Ils auraient contribué alors à arracher et à transporter les gros blocs. Le dépôt *c* serait alors contemporain de la glaciation la plus ancienne. Toutefois, cette hypothèse nous semble fort improbable; l'admission de glaciers n'est pas du tout nécessaire pour expliquer l'origine des dépôts du bassin.

Ensuite, on pourrait supposer l'existence d'une couche de moraines (a^{1a}gl) au-dessus

Nous croyons qu'une autre conclusion se présente, celle d'une origine torrentielle. Il faut, en ce cas, que les voies de transport aient eu une pente extrêmement raide, donc quelles aient été des torrents sauvages. A condition de précipitations suffisantes, de tels torrents ont eu certainement une énergie suffisante pour le transport des blocs. On pourrait le confirmer partout dans la haute montagne après des crues.

Mais une condition indispensable est l'existence d'un relief accidenté, jeune, à pentes raides et aiguës, où des blocs étaient fréquemment arrachés. L'origine d'un tel escarpement, qui, semble-t-il, n'existait pas auparavant, doit être attribuée à la tectonique. C'est celle-ci qui a rajeuni l'érosion en relevant fortement le Canigou et les autres massifs environnants, tandis que le bassin s'effondrait. La quantité énorme des matériaux arrachés et déplacés s'explique ainsi facilement¹⁾. Aussi le dépôt à blocs en question peut être défini comme le sédiment corrélatif de ces mouvements, donc comme dépôt syntectonique.

Plus tard nous allons voir que le mouvement a été celui qui créa en partie l'escarpement énorme, séparant le Canigou du bassin de la Tet. Cette pente s'est conservée, après maints changements, jusqu'à nos jours et forme un des traits morphologiques prédominants²⁾.

Pour le dépôt *c* les limites originales ne nous sont pas plus connues que pour l'assise inférieure. Les contacts actuels sont les suites d'actions tectoniques plus récentes. Néanmoins, on peut faire des suppositions là-dessus. Si, vraiment, l'escarpement septentrional du massif du Canigou s'est formé alors en partie, les sédiments auront peut-être atteint le pied de cet escarpement; en tout cas ils n'en étaient pas très éloignés. Par d'autres raisonnements nous allons arriver plus loin exactement à la même conclusion.

Les schistes tendres ont diminué par rapport à la quantité totale de matériaux. Évidemment, les escarpements dans le schiste ont été enfin nivelés peu à peu et ensevelis sous les accumulations de l'étage supérieur. Celui-ci couvre — on le sait — une plus grande superficie que le dépôt inférieur.

Quant au bassin d'accumulation, plusieurs changements se sont produits depuis la déposition des couches rouges. Nous venons de démontrer comment l'aire de sédimentation s'est agrandie. Cet agrandissement s'observe dans toute la partie W du bassin de Vernet, où le dépôt *c* surmonte immédiatement le Paléozoïque.

Mais ce qui est plus important, c'est l'épaisseur excessive qui surpasse celle des cônes de déjection ordinaires. Le dépôt *c* est le type d'une accumulation

des sédiments pliocènes. De ces moraines pourraient provenir les blocs striés trouvés par M. Mengel (20, 1913). Il faut, cependant, tenir compte des remarques de M. A. Penck, tendant à expliquer l'origine des stries sans l'intermédiaire des glaciers.

¹⁾ Cette hypothèse semble représenter aussi l'opinion de M. A. Penck.

²⁾ En ce qui concerne l'origine des blocs de roches mésozoïques et nummulitiques, nous ne pourrions que mentionner une hypothèse qui nous fut communiquée par M. Astre. Selon cette opinion les blocs proviendraient d'étroits synclinaux d'âge pyrénéen, qui se seraient rattachés aux dislocations du même âge dans le massif granitique de Millas (Raguin, 38, 1933). L'érosion très forte au N du bassin les aurait détruits plus tard.

dans un bassin s'affaissant pendant la sédimentation. Cet affaissement a dû diminuer la pente des rivières. Aussi les fleuves furent forcés de déposer leur produits fermes dans le bassin, dès leur perte de vélocité. Les eaux coulantes ont réagi au mouvement du sol en comblant toujours la dépression, qui était en train de se former. Ainsi elles s'assuraient d'un affluent vers la mer, quoique ce fût avec une pente beaucoup moindre.

Dans de telles conditions on conçoit qu'il peut y avoir eu des temps où l'abaissement du fond surpassait l'accumulation. Alors un état lacustre temporaire s'interposa, pour prendre fin aussitôt que l'accumulation l'emporta sur le mouvement descendant.

Il résulte de la discussion sur les sédiments du type *c*, qu'ils sont les sédiments corrélatifs de deux mouvements. C'est d'abord l'élévation du Canigou et celle du bord nord du bassin, qui ont subi une érosion intensive, et deuxièmement un affaissement du bassin qui devenait ainsi lieu de déposition de sédiments. Ces régions ont donc fait des mouvements contraires: entre deux massifs (ou blocs) montants se trouvait un bloc allongé qui s'était abaissé au-dessous du niveau de base local du système fluvial. Nous donnerons plus loin des précisions sur la nature des dislocations entre les masses, soit des failles, soit des flexures; au premier cas nous serions en présence d'une structure faillée („Horst et Graben"), dans l'autre cas d'une ondulation à grande portée.

Faciès „e" de Ternère.

Les alluvions de l'angle NE du bassin consistent surtout en les mêmes matériaux que le type *c*, mais transportés plus vers l'E. Le fait que les cailloux deviennent de plus en plus roulés et les sables de plus en plus fins, à mesure qu'on se dirige à l'E, est, naturellement, la conséquence du transport sur une plus grande distance. Toutefois, le synchronisme des dépôts *c* et *e* n'est pas établi avec une certitude parfaite. L'un des deux, le type *e* par exemple, pourrait très bien contenir près de son sommet des dépôts un peu plus récents que les sables à blocs *c*; leur caractère beaucoup plus arrondi serait un témoignage en faveur de cette supposition.

L'épaisseur des sédiments conservés jusqu'à nos jours diminue en aval. Près de Vinça elle doit être considérable encore, mais entre Rodes et Bouleternère l'épaisseur actuelle est moindre. Même en supposant qu'une assez grande quantité a été enlevée par l'érosion par suite d'un soulèvement, la série n'a probablement jamais atteint un tel développement qu'au milieu du bassin. En tout cas, une assise inférieure, se trouvant à l'W de Vinça, ne se retrouve plus au Col de Ternère. Nous nous figurons que cet angle NE du bassin a été une large vallée par laquelle s'écoulaient les eaux après s'être répandues sur toute la surface du bassin. Celui-ci se rétrécit quelque peu, ayant eu peut-être une sorte de seuil près de Bouleternère. Donc, tandis que l'affaissement s'est produit surtout en amont de ce rétrécissement, celui-ci n'a subi qu'un affaissement de moindre profondeur. C'est ce qui permettait à la rivière drainant le bassin (la Tet pliocène) d'y déposer son charge superflu.

SÉDIMENTS DE L'ANGLE NW DU ROUSSILLON.

Introduction.

Les sédiments de l'extrémité occidentale du Roussillon, qui forment le prolongement du bassin de la Tet, pourront fournir des données précieuses sur l'évolution néogène du bassin. Non seulement, parce que cet estuaire ancien fait plus ou moins partie du bassin, mais surtout, parce que la série de sédiments y est beaucoup plus complète et mieux connue que dans le bassin de la Tet. En outre, les sédiments du Roussillon nous permettront d'en discuter les rapports avec ceux du bassin et d'en tirer des conclusions concernant l'âge de ceux-ci.

Après la monographie de Depéret (9, 1885) nous n'avons qu'à relever ici quelques traits particuliers à ce coin du bassin, qui ont un intérêt spécial pour notre sujet. Pour une plus ample description on est renvoyé à ce mémoire.

L'âge des divers étages pliocènes est très bien défini. Le Plaisancien, l'Astien inférieur et supérieur sont représentés par des sédiments fossilifères. Nous n'entrerons pas dans des discussions sur les diverses définitions de ces étages; nous nous bornerons à appliquer la terminologie de Depéret.

Stratigraphie.

Plaisancien (p_1). La série commence par un conglomérat de base, qui est important pour notre point de vue. Depéret l'a décrit pour une localité en face de Neffiach; à plusieurs endroits dans le voisinage il s'observe aussi. A part les couches bréchiformes à éléments très anguleux, décrites par Depéret, d'autres sont composées de graviers plus arrondis (voir fig. 10, p. 29). On peut y observer une alternance de couches graveleuses avec l'argile sableuse qui le surmonte. Les amas de grands blocs désignés par Depéret font vraiment l'impression d'un conglomérat côtier, dû à l'action des vagues.

Ces faits sont importants pour nous, parce qu'ils indiquent des actions tectoniques, dont les conglomérats sont les sédiments corrélatifs. Déjà on a attiré l'attention sur la transgression rapide de la mer plaisancienne, due à un effondrement du Roussillon. Mais l'existence des dépôts côtiers indique que des côtes assez élevées ont arrêté l'envahissement. L'apport de cailloux grossiers par des fleuves est aussi un argument pour un relief d'une certaine élévation dans le voisinage de la mer. Il résulte de ces faits qu'au moins pendant la partie du Plaisancien dans laquelle les conglomérats furent formés, la mer ne s'est pas étendue au dehors des limites actuelles des dépôts marins. Mais, d'autre part, comme nous allons le voir plus loin (Ch. III), la plupart des limites actuelles du Plaisancien ne sont pas les limites primitives, mais elles sont d'ordre tectonique.

Donc, ces premiers dépôts sont probablement corrélatifs à un effondrement du Roussillon et à un relèvement des massifs, qui entourent le bassin effondré. Pour le reste, le chapitre de Depéret (p. 130 de son mémoire) sur l'histoire géologique de la contrée donne une synthèse des phénomènes.

Aux descriptions de Depéret des célèbres argiles sableuses fossilifères nous n'avons guère rien à ajouter. Seulement la concordance entre ces couches fines et les conglomérats sous-jacents n'est pas partout absolue. Dans des ravins près de l'ancien chemin de Neffiach

à Belestia p. e., une discordance s'observe. Ce n'est pas étonnant, du reste, puisque les graviers inférieurs ont été déposés comme des deltas ou des cônes de déjection à stratification entrecroisée. Ils n'étaient donc pas absolument horizontaux au moment de leur accumulation. Une transgression marine a dû les abradar avant le commencement de la sédimentation de l'argile.

Des changements considérables se sont fait sentir dans l'*Astien* (voir op. cit. p. 131). D'abord les sédiments deviennent plus sableux (sables jaunes), mais en montant dans la série des couches épaisses de graviers apparaissent qui prédominent enfin sur les sables. Leur stratification est fortement torrentielle: des couches superposées plongent souvent dans des directions contraires, et plusieurs couches coupent et ravinent les couches sous-jacentes du même étage. A cause de toutes ces pseudo-discordances il devient fort difficile d'établir les vraies discordances ainsi que la structure tectonique.

L'*Astien inférieur* (p^{oa})¹⁾ du Roussillon est, généralement, rangé dans le pliocène marin, comme l'indiquent les rares fossiles marins, trouvés à quelques endroits. Mais cette conclusion ne s'applique pas nécessairement aux dépôts de l'estuaire de la Tet au N de Millas. Déjà Depéret accepte un comblement progressif du Golfe du Roussillon, qui devenait lagune et s'exhaussait lentement. Aussi je crois que ces graviers et sables, deltaïques d'abord, se sont en grande partie formés comme cône de déjection supramarin. Mais, pour expliquer le nouvel apport de matériaux grossiers, je ne crois pas qu'il faille penser en premier lieu à des changements climatiques, dont, bien-entendu, il n'est pas impossible qu'ils aient existé. Il s'agit plutôt de mouvements du sol, qui sont, comme toujours, l'action renouvelant sans cesse l'oeuvre de l'érosion.

Les événements qui se passaient entre l'*Astien inférieur* et supérieur seront discutés plus loin. Ici il suffit de mentionner que Depéret a observé que les couches du Plaisancien et de l'*Astien inférieur*, concordantes entre elles, ont une inclinaison d'une dizaine de degrés, et qu'elles sont couvertes en discordance des dépôts de l'*Astien supérieur*. Cette disposition peut se présenter çà et là, mais il n'en est pas partout ainsi, parce que l'*Astien supérieur* aussi montre des inclinaisons, abstraction faite d'une stratification parfois torrentielle. Il saute aux yeux que, dans ces conditions-là, une telle discordance ne s'observe que rarement. La discordance du milieu de l'*Astien* n'a pas une grande dimension et les mouvements de cette époque auront été certainement moins intenses que ceux de la fin de l'*Astien*.

Les dépôts de l'*Astien supérieur* (p^{ob}) montrent la succession d'argiles, de sables et de graviers, décrite soigneusement par Depéret. Sur le total de la série, les graviers dominent moins que dans le sommet de l'*Astien inférieur*. Mais, tout de même, leur quantité est plus considérable qu'on ne croirait d'après la description de Depéret; c'est parce que leur quantité paraît augmenter en amont. C'est, du reste, tout naturel: on y approche des vallées d'où les matériaux proviennent.

¹⁾ Si l'on considérait, suivant l'opinion de M. Gignoux, que l'*Astien* et le Plaisancien ne fussent que des faciès différents d'un même étage, la désignation des dépôts du Roussillon serait différente.

Sables d'Ille.

L'Astien supérieur, occupant une grande surface en aval de Millas, est interrompu en amont par les couches pliocènes plus anciennes. Celles-ci s'abaissent plus loin en amont, et en face d'Ille un dépôt réapparaît que Depéret considère (bien qu'avec des réserves) comme l'équivalent de l'Astien supérieur. Les couches qui le composent sont assez variables en sens latéral, de sorte que la description de Depéret ne s'applique pas pour toute son étendue.

Des argiles en font partie et y sont exploitées par des briqueteries, comme en face de Millas. A part ces argiles, qui se trouvent surtout dans la partie inférieure, on en trouve des lentilles dans tout le dépôt. Les graviers forment des bancs puissants dont les cailloux, ayant souvent un diamètre de 1 dm, sont de provenance variable. Les graviers alternent avec des graviers plus fins et des sables.

Plus en amont d'Ille quelques petits lambeaux isolés de graviers grossiers sont adossés à la paroi gauche de la vallée de la Tet. Leur âge et origine seront discutés dans la description tectonique. Ce sont les derniers dépôts meubles en aval des graviers du col de Ternère qui ont été décrits comme appartenant au faciès *e* du bassin de la Tet.

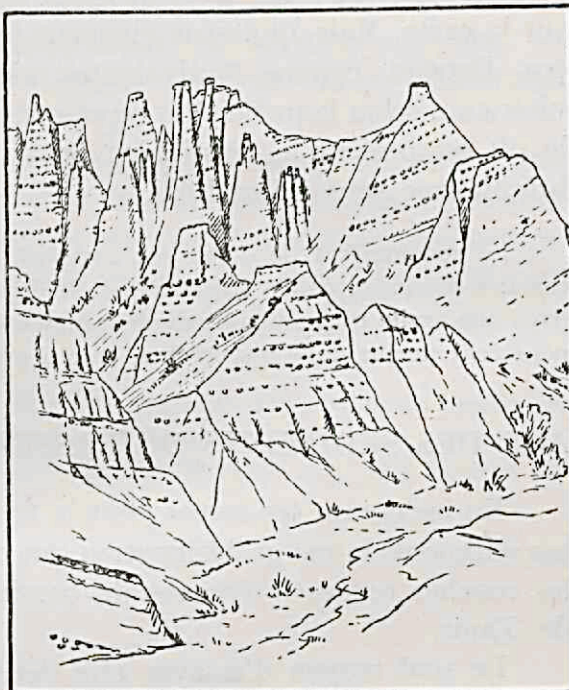


FIG. 3.

Sables et conglomérats en face d'Ille.

Sédiments post-astiens.

Avant de discuter l'âge des sédiments du bassin de la Tet, il faut nous occuper des alluvions plus récentes du Roussillon et des dépôts de la rive droite de l'estuaire à Thuir.

Les sédiments succédant en âge à l'Astien supérieur sont d'un caractère tout à fait différent, quant à leur mode de gisement. Ce sont les „alluvions anciennes” dont l'âge a été déterminé par Depéret comme sicilien (*p*¹). Elles forment un dépôt de terrasse d'une épaisseur modérée, dont la base, ainsi que le toit, surmontent régulièrement la rivière. Ils se distinguent à cet égard de l'Astien, qui s'étend verticalement depuis une profondeur plus grande que le lit de la rivière jusqu'aux hauteurs au-dessus des terrasses siciliennes. En outre, l'Astien est disloqué jusque dans son étage supérieur, en opposition avec les alluvions anciennes.

Gisements de Thuir.

Ils font partie d'une grande nappe de terrains pliocènes, adossée aux promontoires des Aspres paléozoïques. On y a reconnu plus loin de la montagne l'Astien

supérieur, couvert des alluvions anciennes („pliocène supérieur"). Mais plus proche des Aspres, le faciès change et devient plus grossier. Aussi l'Astien supérieur n'y peut plus être distingué des alluvions anciennes. L'ensemble de ces cailloutis a été désigné par Depéret comme p^1p^{ob} .

C'est à ce dépôt qu'appartient le gisement de Thuir, qui en constitue l'extrémité occidentale. Les couches inférieures, surtout argileuses, pourront être déterminées comme de l'Astien supérieur, et sont indiquées comme telles sur la carte. Mais au-dessus viennent les brèches, qui en 1885 furent considérées par Depéret comme équivalentes aux alluvions anciennes. Son explication ultérieure selon laquelle elles représentent un faciès du p^{ob} (comprenant en outre le p^1) est préférable, aussi bien pour ces dépôts-ci que pour un conglomérat bréchiforme sous Força-Réal.

Le conglomérat de Thuir est composé en majeure partie de morceaux anguleux du calcaire dévonien, contre lequel repose le dépôt (fig. 10, p. 29). Les fragments sont emballés dans une argile rouge et sont souvent cimentés par du calcaire. Les couches argilo-sableuses pénètrent jusque dans ces brèches, ce qui prouve leur synchronisme, du moins partiel.

AGE DES SÉDIMENTS DU BASSIN DE LA TET.

En exécutant les levées pour la feuille de Prades, M. Mengel a adopté pour ces sédiments la même désignation que celle des conglomérats de Thuir. Du reste, les couches rouges inférieures du bassin ressemblent plus ou moins aux dépôts de Thuir.

Le seul moyen d'essayer une détermination de l'âge est de les comparer avec les sédiments du Roussillon. Nous venons de dire que les gisements qui sont le plus rapprochés de la fin du bassin (à Bouleternère) sont ceux des sables d'Ille. C'est en premier lieu avec ceux-là qu'il faut comparer les sédiments du bassin. On verra alors que le faciès *e*, si largement développé au col de Ternère, est tout à fait pareil aux sables et graviers d'Ille. Seulement les argiles, qui se trouvent à Ille au-dessous de la plus grande partie des graviers, ne sont pas visibles à Bouleternère. La ressemblance des deux dépôts, ainsi que leur mode de gisement, sont de fortes indications pour leur attribuer le même âge. Tout comme les sables d'Ille, notre faciès *e* du dépôt supérieur du bassin date probablement de l'Astien supérieur (l'Astien inférieur, notamment sa moitié supérieure grossière, est, du reste, le seul autre étage auquel il ressemble).

La même conclusion doit être admise, toutes réserves faites, pour le reste de l'étage supérieur, développé dans le faciès *c*. Cependant, ces dépôts recouvrent des couches du faciès *d* et *a*. Par conséquent, celles-ci appartiennent ou bien à la moitié inférieure de l'Astien supérieur, ou bien à l'Astien inférieur. En faveur de la première possibilité témoignent deux faits. C'est premièrement que l'assise à Ille et à Millas contient dans sa partie inférieure des argiles, qui seraient contemporaines du sous-étage inférieur à argiles du bassin. En second lieu c'est la concordance entre les assises inférieures et supérieures du bassin, tandis qu'il y a une légère discordance entre l'Astien inférieur et supérieur dans le Roussillon.

Un synchronisme partiel des couches du bassin avec les alluvions anciennes

p^1 n'est pas probable ¹⁾. Dans le Roussillon, l'Astien supérieur est disloqué, et se prolonge au-dessous du niveau actuel de la Tet, tandis que la terrasse des alluvions anciennes occupe une hauteur bien déterminée au-dessus du fleuve. Les sédiments du bassin sont disloqués, eux aussi, plus encore que ceux du Roussillon, et ils s'étendent verticalement depuis presque 500 m au-dessus du niveau de la Tet jusqu'à plus de 100 m au-dessous. Toutes les terrasses sont évidemment plus récentes que les sédiments du bassin. Comme conclusion on peut définir que les sédiments du bassin datent probablement de l'Astien supérieur, et qu'ils englobent peut-être une partie de l'Astien inférieur. Leur désignation devrait être p^{ob} ou p^{oa-ob} .

Les sédiments des terrasses (alluvions anciennes et quaternaires) ne sont plus traités ici. Ils tombent hors du cadre de notre étude. Du reste, ils sont soigneusement désignés sur la feuille de Prades par quatre couleurs, représentant respectivement a^{1a2} , a^{1b} , a^{1c} et a^{1d-2} . Quant au dépôt a^{1agl} , nous l'avons discuté auparavant à l'occasion de la mode de formation du faciès c .

¹⁾ Seulement en supposant une origine en partie glaciaire des dépôts du bassin, on serait forcé d'admettre pour ceux-ci un âge plus récent que l'Astien.

²⁾ Nous admettons pour cette terrasse une moindre étendue que celle figurée sur la carte.

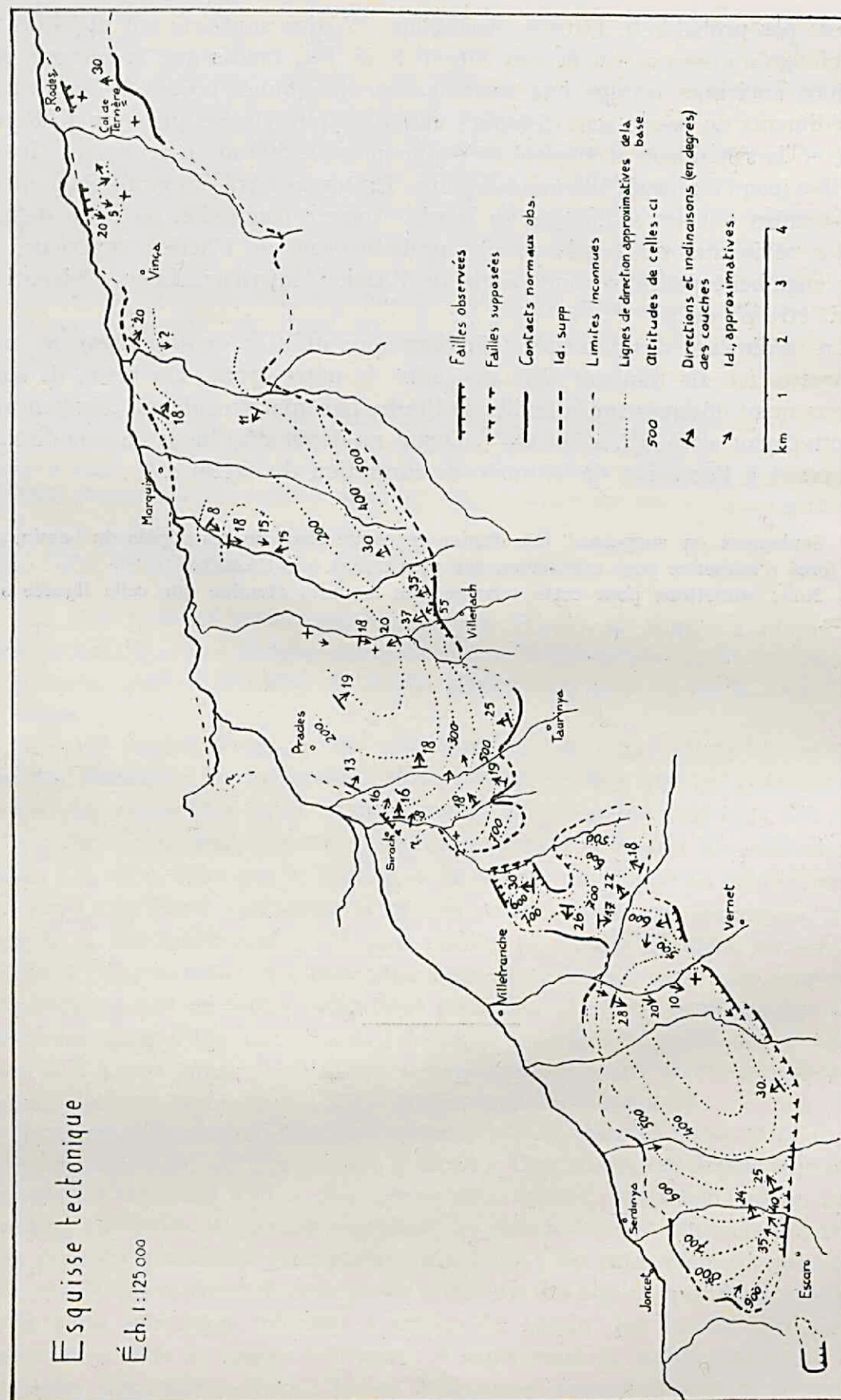


FIG. 4.

CHAPITRE III

TECTONIQUE DES SÉDIMENTS.

CARACTÈRE GÉNÉRAL.

Les inclinaisons des couches remplissant le bassin de la Tet sont en grande partie d'origine tectonique. En traitant la mode de formation des sédiments nous avons remarqué que les sédiments du bassin (en tout cas leur couches inférieures) ont été déposés presque horizontalement. Toutefois, des inclinaisons de quelques degrés pourront très bien avoir existé primitivement. Mais les fortes pentes, atteignant souvent 25° , quelquefois 40° et même plus de 50° , sont certainement d'ordre tectonique. Ce fait, prouvé pour les couches inférieures très régulières, doit s'appliquer aussi aux couches grossières supérieures, qui sont en général en concordance avec celles-là. Seulement au NE du bassin, où une stratification torrentielle prédomine, il n'est plus possible de déterminer d'une manière nette les effets de la tectonique.

En général les couches plongent vers le milieu du bassin, avec une inclinaison d'autant plus grande qu'on se trouve plus près du bord. Vu que le territoire est divisé en deux par une bande transversale de sous-sol ancien, les deux parties du bassin représentent chacune un large synclinal. Aussi les couches inférieures ne se rencontrent généralement qu'aux bords. En effet, c'est donc une espèce de plissement que le bassin a subi. Nous disons „espèce”, parce que le mot „plissement” n'est pas tout à fait applicable à ces dislocations. Nous allons le démontrer au dernier chapitre.

A plusieurs endroits le plan de base des couches, qui, naturellement, est parallèle aux plans de stratification, ascend régulièrement vers les bords du bassin et y forme la limite visible entre le Pliocène et le sous-sol. C'est là le type du contact normal. Mais à plusieurs endroits, par contre, les couches sont coupées par un plan presque vertical, qui a tous les caractères d'une faille. Aussi, à quelques endroits, des miroirs de faille ont été observés, et les roches anciennes adjacentes y présentent souvent un clivage parallèlement à la faille (fig. 9, p.28). Des zones fracturées se trouvent aussi à une plus grande distance des failles parallèlement à celles-ci, témoignant l'existence de dislocations semblables en-dehors du bassin.

Le fait que le bassin est entouré en partie de failles n'est pas, du reste, surprenant, depuis qu'elles ont été observées par M. Boissevain en Cerdagne. Dans ce bassin-là les contacts perpendiculaires ont été interprétés d'abord comme les rives verticales du lac dont le bassin serait rempli. Ils auraient existé pendant tout le comblement de ce lac. A première vue, on pourrait interpréter de la même manière les contacts verticaux dans le bassin de la Tet, mais les

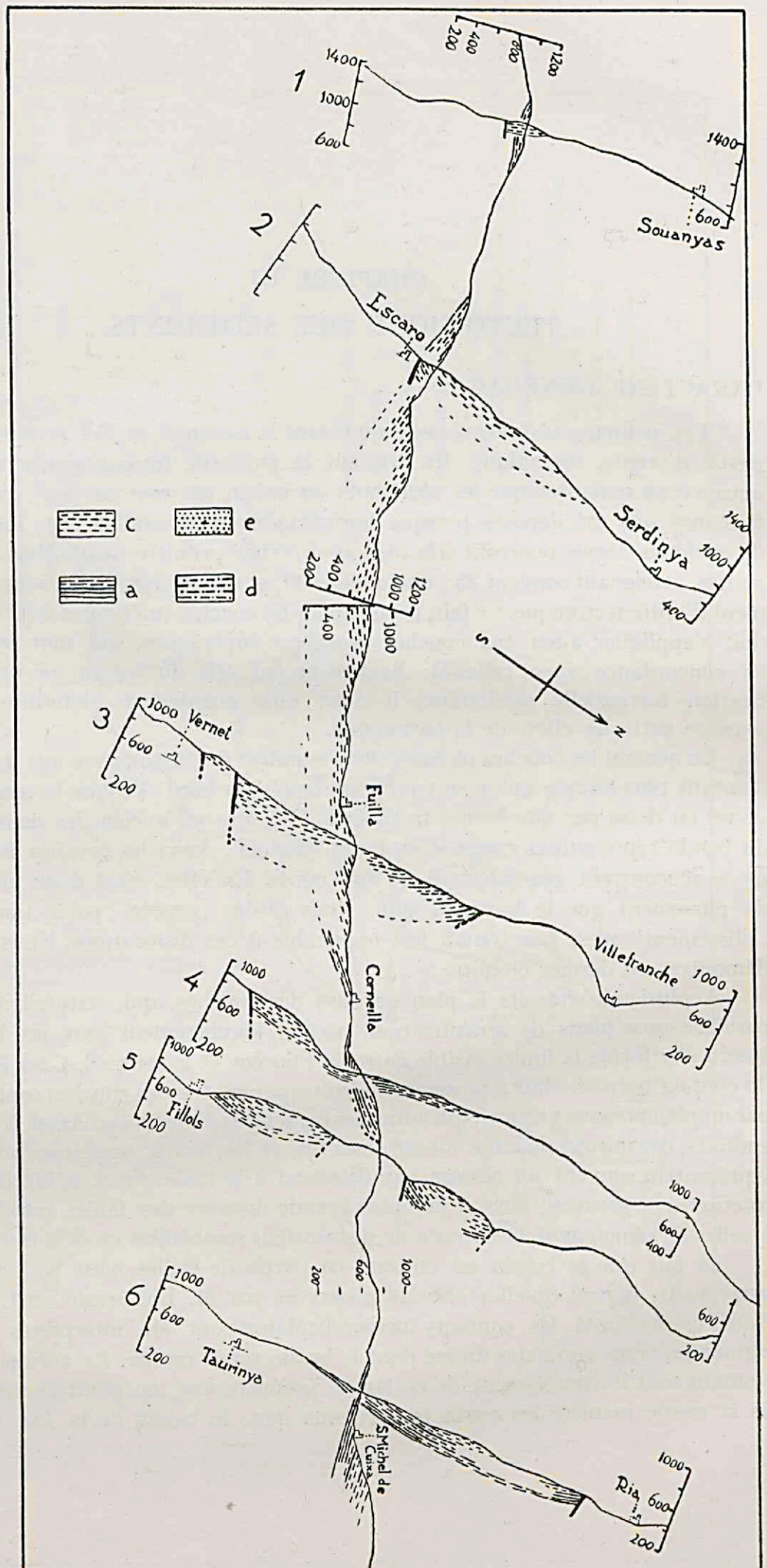
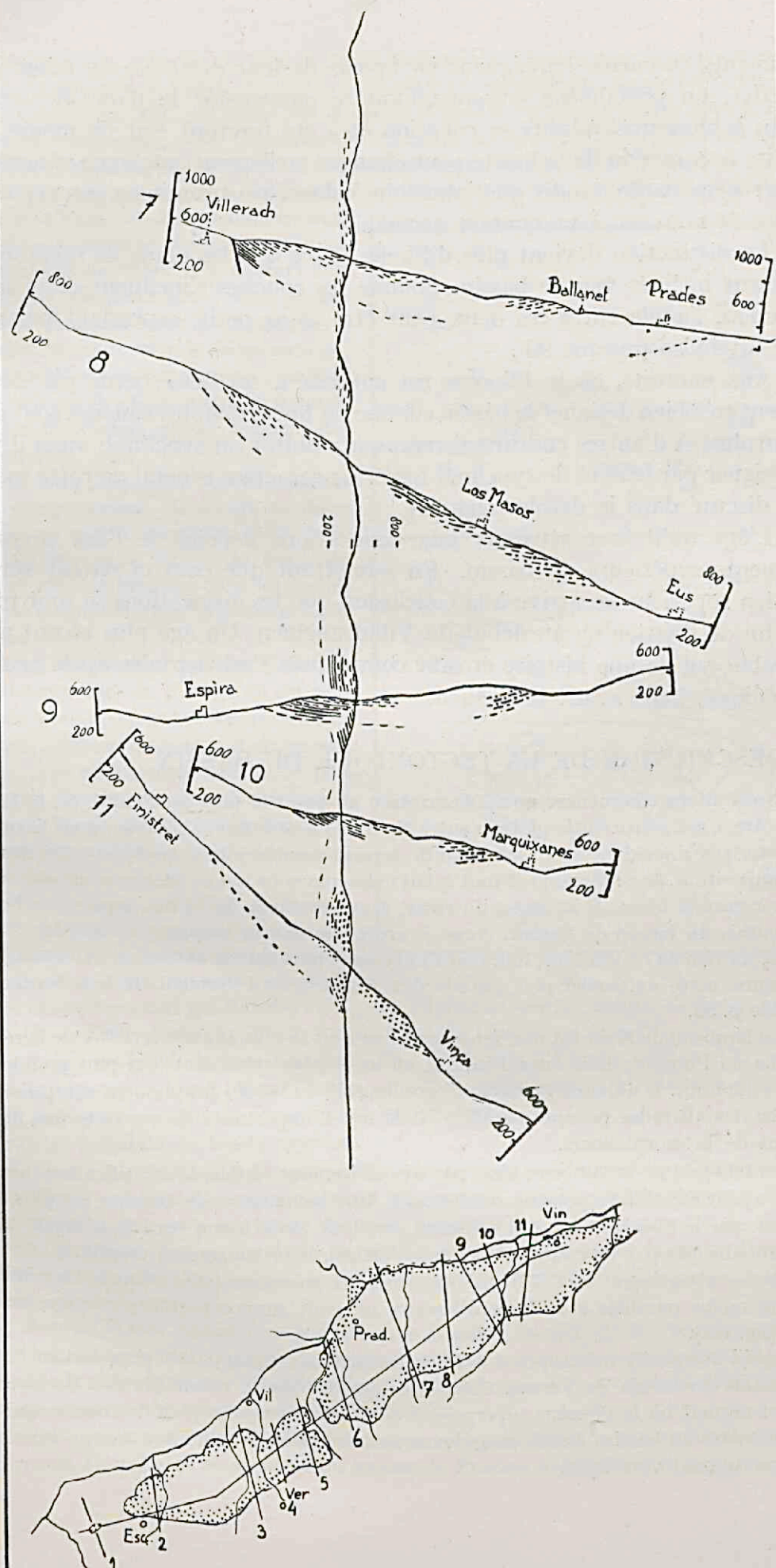


Fig. 5.

Coupe longitudinale et coupes transversales à travers le bassin de la Tet. Les coupes transversales ont leur situation et direction exactes par rapport à la coupe longitudinale. Échelle 1 : 60 000.

Suite de fig. 5. La petite carte indique les situations des coupes.

Fig. 5a.



arguments énumérés témoignent en faveur de leur caractère de faille. Ils sont, en effet, un phénomène accompagnant le plissement: le flanc du synclinal a perdu à plusieurs endroits sa cohésion et a été fracturé. Sur un même bord du bassin, le caractère de la limite peut changer facilement: un contact normal peut passer à une faille, tandis que, plus loin, celle-ci peut diminuer son rejet et enfin passer de nouveau à un contact normal.

La distinction devient plus difficile, parce que les plans de faille sont généralement inclinés vers le bassin. Comme les couches s'inclinent dans la même direction, l'angle entre ces deux peut être assez petit; cependant par places il peut atteindre presque 90°.

Aux endroits, où le Pliocène est enfermé à ses deux bords par des failles, on peut très bien désigner le bassin comme un fossé, dont les couches sont inclinées en surplus. A d'autres endroits il représente plutôt un synclinal; aussi il faudrait le désigner par le nom de synclinal-fossé. Le caractère général de cette tectonique sera discuté dans le dernier chapitre.

L'âge qu'il faut attribuer aux dislocations dépend de l'âge présumé des sédiments supérieurs du bassin. En admettant que ceux-ci datent surtout de l'Astien supérieur on arrive à la conclusion que les dislocations se sont produites à la fin de l'Astien ou au début du Villafranchien. Un âge plus récent n'est pas probable, vu qu'une histoire érosive compliquée s'est déroulée après cette phase orogénique, mais avant le Sicilien.

DESCRIPTION DE LA TECTONIQUE DU BASSIN.

Nous allons commencer notre description au point le plus occidental, où le Pliocène se rencontre, c'est à dire sur le plateau entre Nyer et Escaro. Sur ce plateau, dont la surface est, du reste, assez accidentée, un lambeau de terrain meuble forme quelques-unes des collines. La composition de ce terrain est tout à fait celle que nous avons décrite comme le faciès *c*, le faciès à grands blocs. Il affleure, du reste, à une distance de $\frac{1}{2}$ km, à peine, de l'extrémité occidentale du bassin de Vernet. Aussi je crois que rien ne s'oppose à regarder ce lambeau comme un témoin de Pliocène, indiquant l'ancienne plus grande extension du bassin de Vernet. D'ailleurs, cette extension plus grande des sédiments au moment de leur formation sera discutée p. 36.

Le lambeau de Nyer est non seulement l'endroit le plus avancé vers l'W de la répartition actuelle du Pliocène, mais aussi l'endroit où les dépôts atteignent leur plus grande altitude (1100—1200 m). D'ailleurs, l'extrémité occidentale du bassin proprement dit, près d'Escaro, englobe des altitudes presque pareilles (1035 m). L'importance de ces faits sera discutée en parlant de la morphologie.

La tectonique du lambeau n'est pas très clairement visible, la stratification des affleurements ayant été effacée presque entièrement. Une inclinaison des couches est plus ou moins indiquée par le plan de base, qui s'abaisse vers le S. Mais, à son bord S, le dépôt se termine de façon abrupte par un contact à peu près vertical; le prolongement méridional de la rangée de collines aboutissant au Col de Llauze, consiste en roches paléozoïques. Le contact étant plus ou moins parallèle à la faille d'Escaro, on peut supposer qu'il s'y agisse aussi d'une faille (fig. 6A).

Après une petite interruption le Pliocène du faciès *c* réapparaît pour former l'extrémité occidentale du bassin de Vernet. Celui-ci commence sur le même plateau de Nyer par un contact normal, où le Pliocène superpose le sous-sol suivant un plan de couche, qui s'incline vers le centre du bassin. Aussi, en arrivant au bord nord, l'inclinaison tourne vers le S et au bord méridional vers le N.

La superposition normale du bord nord est visible dans plusieurs ravins qui s'écoulent vers la Tet (figurée par A. Penck, 37, 1894). Le bord S en est différent: de ce côté le Pliocène se termine contre une faille qui passe par le village d'Escaro et qui est visible dans le ravin au-dessous du village (fig. 6 B). Cependant le caractère de synclinal existe tout de même: partout dans le voisinage de la faille les couches plongent vers le milieu du bassin. Ainsi la faille est un phénomène de détail, subordonné à la grande structure synclinale (coupe no. 2).

La faille d'Escaro se fait poursuivre vers l'E sur quelque distance en passant par Aytua. En s'approchant de Sahorre le contact lui-même n'est pas très bien visible, mais probablement son caractère reste le même. On y voit plonger toujours vers le N les entassements énormes des couches du type *c*, ravinés profondément par des torrents, dans lesquels les blocs, tombés de leur places, forment des amas chaotiques.

Le ride entre Sahorre et Vernet présente quelques complications. Il s'agit de deux failles plus ou moins parallèles dont l'une substitue l'autre pour former le bord du bassin. Une zone de broyage dans les roches crystallophylliennes marque le prolongement d'une d'eux.

Jusqu'ici les couches du flanc S du bassin s'inclinaient vers le N. Il n'en est plus ainsi près de Vernet: des couches parfaitement horizontales touchent au bord sud du bassin, tandis que plus on s'avance vers le N, plus la pente des couches vers le S augmente. Évidemment, la partie la plus profonde du bassin s'est rapprochée du bord sud du bassin (coupe no. 3).

Bientôt après, au méridien de Vernet, les couches assument une inclinaison vers l'W, indiquant que le bassin devient moins profond. Il est enserré ici entre une faille au S et un contact normal (en flexure) au N. (voir fig. 12, p. 33). Aussi à l'E de Cornella les couches rouges de la base font leur apparition et un peu plus loin à l'E une butte de calcaire paléozoïque apparaît. Cependant cette extrémité orientale du bassin présente des complications: au N et au S de cette butte paléozoïque le Pliocène se prolonge plus loin vers l'E. La base s'abaisse de nouveau, ce qui est indiqué par les inclinaisons vers le N et l'E. Le lambeau le plus au N est limité des deux côtés par des failles (coupe no. 5). Comme celui du S, il prend fin au fond de la vallée suivante; puisque la rive droite de cette vallée consiste tout à fait en roches paléozoïques, un contact de faille, suivant le fond de la vallée, est bien possible.

C'est donc ici le ride paléozoïque qui divise le „bassin” (synclinal) de Vernet de celui de Prades. Il est donc surtout d'origine tectonique et non pas un barrage séparant les deux bassins lors de la sédimentation. Toutefois il serait possible que déjà à ce moment-là un léger ridement transversal eût commencé à se produire.

Après cette interruption le Pliocène recommence au sommet de la rive droite de la même vallée, formant l'extrémité occidentale du bassin de Prades, naturellement avec une pente

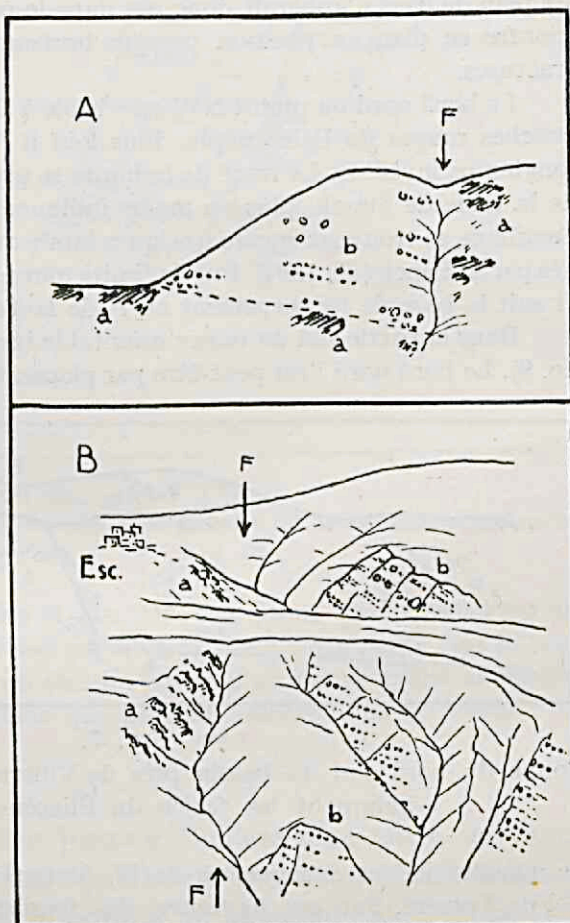


FIG. 6.

- A. Pliocène sur le plateau de Nyer, près du Col de Llauze, vu vers l'E.
 B. Faille près d'Escaro, vue vers l'W. *a*: terrain paléozoïque; *b*: pliocène (faciès *c*), F: failles.

vers le NE. Un contact normal se présente aussi au commencement du bord sud à Taurinya (coupe no. 6). Mais plus loin à l'E, par exemple à Villerach, le contact passe à une faille. Dans toute cette partie du bassin le faciès rouge des couches inférieures accompagne le bord du bassin. A Villerach le profil est très net (fig. 7): en venant du centre du bassin on rencontre d'abord les couches supérieures à forte pente vers le N, puis les couches rouges, enfin coupées par une faille à pendage de 75° vers le N, contre laquelle les couches sont retroussées. Le plan de base n'apparaît donc pas dans le profil; mais au fond de la vallée un petit rocher montre ce plan en position presque horizontale, due probablement à des irrégularités des fractures.

Le bord nord ou plutôt NW est visible à Sirach, où il est à peu près vertical, séparant les couches rouges du Paléozoïque. Plus loin il disparaît sous les alluvions de la Tet et reste longtemps invisible. Le tracé de la limite se prolonge probablement d'abord dans la direction de la faille de Sirach, plus ou moins indiquée par le cours de la Tet. A l'embouchure de la Castellane se trouvent encore quelques lambeaux de Pliocène (près de Cattlar), ceux mentionnés par A. Penck (37, 1894). Puis la limite tourne, comme la rivière, dans une direction orientale et suit la base de l'escarpement au N de la Tet, pour réapparaître enfin à Marquixanes.

Dans la partie sud du bassin oriental le bord est normal, partout où je l'ai observé (coupe no. 9). Le bord nord l'est peut-être par places, mais à deux endroits une faille-limite s'observe

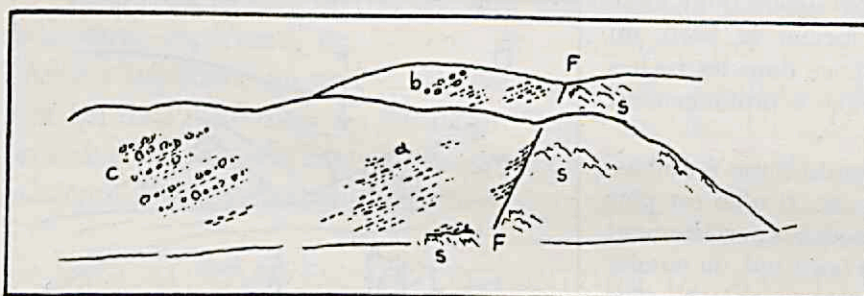


FIG. 7.

Coupe du bord sud du bassin près de Villerach. *s*: Silurien; *a*, *b*, *c* indiquent les faciès du Pliocène; *F*: faille.

entre le pliocène et le granite. C'est le cas à S. Pierre de Vinça et à Rodés, où une zone brècheuse dans le granite accompagne le contact.

A Rodés le bassin se rétrécit fortement; la faille au N et le contact normal au S se rapprochent. Il y a lieu

de signaler ici les découvertes de M. Mengel aux collines de roches paléozoïques près du Col de Ternère. Sur ces hauteurs des fossiles marins et des traces de l'action d'organismes marins ont été trouvés. Ils sont attribués par cet auteur à une invasion de la mer datant après la formation des autres sédiments pliocènes. Tout en admettant qu'une telle origine ne serait point impossible, je crois que plutôt il faut penser d'abord aux couches marines du Plaisancien ou de l'Astien inférieur. En s'imaginant le synclinal au col de Ternère complété dans sa partie détruite, le plan de base de l'assise conglomératique serait situé au-dessus de ces vestiges marins. En ce cas ils pourraient représenter des restes de la transgression pré-astienne. Quoi qu'il en soit, c'est le point le plus occidental d'où les traces de la mer sont connues et jusqu' où la mer a envahi le Roussillon, que ce soit la mer plaisancienne-astienne, ou bien, selon l'opinion de M. Mengel, la mer post-astienne.

Le rétrécissement se manifeste encore plus nettement dès l'entrée de la rivière dans la plaine. On y trouve un îlot formé par la terrasse *a*^b, situé dans la plaine *a*^c, dont le noyau, affleurant aux rebords, est composé de Silurien (bien visible dans la tranchée du chemin-de-fer). La Tet passe directement au N de cet îlot et à la rive gauche la paroi est en grande partie granitique. Ces deux points sont éloignés l'un de l'autre de $\frac{3}{4}$ km environ, ne laissant guère de place pour des sédiments pliocènes enfoncés. Aussi il est plus probable qu'ici la base du Pliocène s'est élevée un peu au-dessus du niveau actuel de la Tet, qui aurait creusé ainsi sa vallée dans les schistes paléozoïques et le granite. Toutefois, un ride quelque peu élevé n'a jamais existé ici, comme il est démontré par l'existence de quelques lambeaux de conglomérats sur la rive gauche. Ces lambeaux sont considérés par Depéret comme fragments d'une terrasse qui serait la terrasse la plus élevée du Roussillon, située à 100 m au-dessus de la Tet et désignée

par lui p^{la} (11) Cependant, la base est située à des niveaux tout à fait différents dans les lambeaux successifs. La base de ceux à l'E est élevée très haut au-dessus de la rivière (fig. 8), mais plus à l'W elle s'approche du niveau de la Tet; enfin le lambeau occidental, coupé par le ruisseau aboutissant aux ruines de Cazenove, consiste en cailloux jusqu'au-dessous du niveau de la rivière. Tout l'escarpement y consiste donc uniquement en conglomérats. Si c'était un dépôt de terrasse, il faudrait que la base se fût fortement ondulée après, et que l'épaisseur eût été énorme. Aussi je serais tenté de considérer ces graviers comme appartenant à l'Astien supérieur, dans lequel des graviers épais sont abondants et dont on connaît les déformations tectoniques.

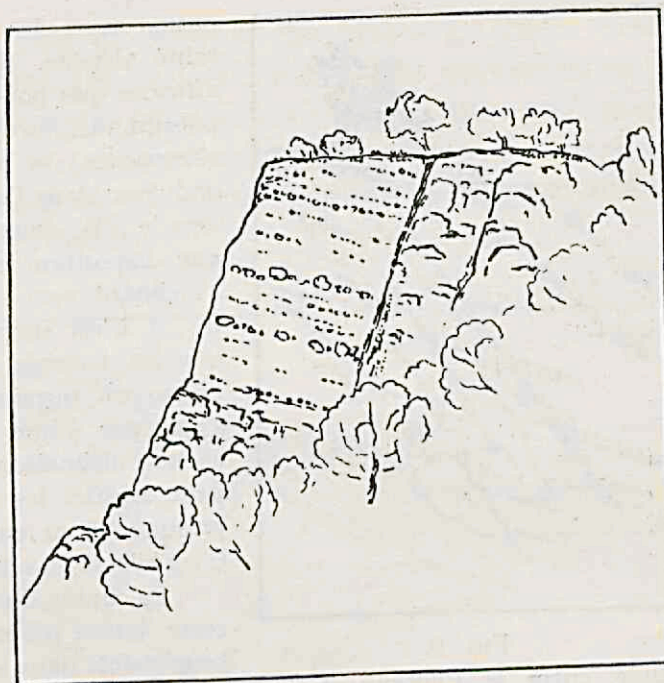


FIG. 8.

Graviers sur la rive gauche de la Tet entre Cazenove et Ille.

Voici donc les restes du Pliocène qui, jadis, occupait la lacune entre Bouleternère et Ille. Une fois admis que c'est de l'Astien déformé, il n'est plus improbable que les contacts presque verticaux à forte pente vers le bassin (voir fig. 8) représentent des failles au lieu d'être les parois d'un fleuve ayant accumulé les graviers. La disposition serait alors la même que partout ailleurs dans le bassin.

BORDURE DU ROUSSILLON.

L'estuaire du Roussillon, qui pénètre jusqu'à Bouleternère entre les deux chaînes au S et au N, consiste en grande partie en une large plaine fluviale quaternaire de la Tet. Seulement le long du bord N, et assez loin au S de la Tet, le Pliocène est conservé. Sur le bord nord jusqu'au delà de Millas, la limite du Pliocène montre les mêmes caractères que dans le bassin de la Tet: alternance de contacts normaux et de contacts de faille. Par deux faits la détermination de leur nature présente de plus grandes difficultés. C'est d'abord la stratification torrentielle de plusieurs dépôts, qui défend de considérer l'inclinaison des couches comme résultat de la tectonique seule. Ensuite, c'est l'existence d'une discordance entre l'Astien supérieur et inférieur, celle reconnue par Depéret. Deux phases de dislocations se sont donc succédées. Nous avons prononcé déjà comme notre opinion que la phase après l'Astien surpasse en importance celle du milieu de l'Astien. L'étude du Roussillon tombant hors du sujet proprement-dit de notre travail, nous n'avons pas suivi systématiquement toutes les limites du Pliocène dans le Roussillon NE, mais nous nous sommes bornés à en établir le caractère général, qui affirme nos observations dans le bassin de la Tet.

Un premier exemple est fourni par les sables d'Ille, c'est à dire: par tout l'ensemble des terrains sableux en face de cette ville, si connu par ses formes d'érosion merveilleuses (fig. 3, p. 17). Depéret a fondé en partie sa détermination de l'âge de ces sables (d'ailleurs, détermi-

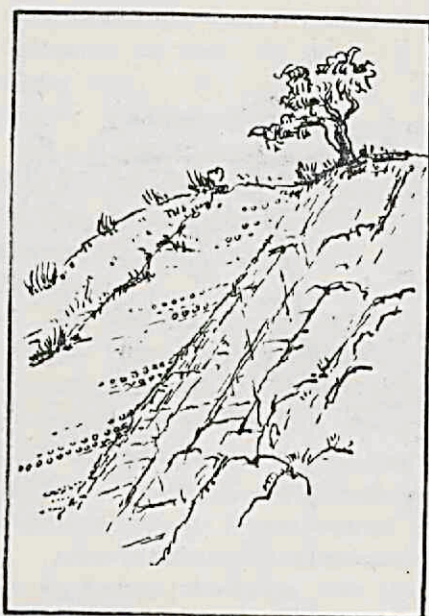


FIG. 9.
Faille entre le Pliocène et le
granite au N d'Ille.

nation avec des réserves) sur la prétendue horizontalité absolue. Mais cette horizontalité ne peut être affirmée que pour une partie de ces sables, bien que la plus grande. Surtout dans l'angle sud-ouest les couches alternantes de sables, de graviers et d'argiles sont ondulées; dans l'escarpement de la rivière elles plongent vers le NW, dans le ravin un peu plus au N on observe une disposition en synclinal, une partie des couches s'inclinant vers l'E, une partie vers le SE (voir fig. 3, p. ...). C'est surtout près de la limite avec le granite que les couches ont été déformées, tandis que le milieu du terrain est sensiblement horizontal. Il ne s'agit pas d'une stratification torrentielle qui aurait causé l'inclinaison, car l'inclinaison des sables d'Ille peut affecter les couches sur toute leur épaisseur, de presque 100 m, englobant des terrains des plus divers. C'est bien là un effet de la tectonique.

La limite du Pliocène avec le granite démontre cette action d'une manière très nette. Le contact est bien visible dans les tranchées de la route de Montalba (fig. 9). C'est un contact raide, souvent un peu incliné vers les sables, avec par places des miroirs de faille. Le granite est souvent clivé plus fortement près du contact, ou même brècheux et broyé, comme, par exemple, dans l'extrémité occidentale du territoire.

A Ille, comme dans l'intérieur du bassin de la Tet, la limite actuelle des dépôts pliocènes, étant une faille, ce n'est pas leur limite primitive qui existait lors de leur sédimentation. Ici, comme dans le bassin de la Tet, il faut qu'il y ait une bande au N de la faille où autrefois il y avait du Pliocène. C'est là que sa limite primitive a dû se trouver. Au moment de la dislocation, le massif granitique a été surélevé tout en emmenant une bande du Pliocène, tandis que le reste du Pliocène restait en arrière. Celui-ci s'est conservé (en face d'Ille), tandis que le Pliocène élevé fut bientôt attaqué par l'érosion, qui y taillait dans le granite les surfaces d'érosion. Toutefois, il est bien possible que le Pliocène surélevé n'ait occupé qu'une étendue très limitée. C'est des couches pliocènes plus profondes de la base du Plaisancien que même le littoral primitif s'est conservé. Ces couches ne se sont donc jamais étendues plus loin qu'aujourd'hui.

L'affaissement relatif du Pliocène par rapport au granite ne s'est pas produit partout avec le même rejet, ni avec le même caractère. Les différences de rejet se montrent sur la carte géologique.

En aval d'Ille l'Astien inférieur apparaît au-dessous de l'Astien supérieur, qui bientôt n'est plus conservé; un peu plus en aval le Plaisancien apparaît et l'Astien inférieur n'occupe que les parties supérieures. En face de Neffiach le sous-sol ancien approche de la Tet, plus loin il réapparaît sous la forme d'un îlot isolé de granite au milieu du Pliocène. Ensuite, en face de Millas, le Plaisancien disparaît sous l'Astien inférieur, celui-ci sous l'Astien supérieur qui occupe plus en aval une grande surface.

Ces ondulations dans les couches pliocènes, qui sont accompagnées de plusieurs ondulations secondaires, ne sont certainement pas contemporaines du dépôt. Il est impossible que, par exemple, les rivières ayant déposé l'Astien inférieur aient coulé en face d'Ille dans un niveau bien au-dessous de la Tet.

actuelle, et en face de Neffiach près du sommet des plateaux actuels. C'est, évidemment, l'effet de l'affaissement qui s'est effectué le plus profondément à Ille et à l'E de Millas, où les couches plus anciennes ont été affaissées au-dessous de la Tet actuelle. L'affaissement se produisit moins profondément, donc avec un moindre rejet, en face de Neffiach où les couches marines montent au-dessus de la Tet et où l'Astien a, en partie, disparu.

A côté des différences de rejet il y a des différences de caractère, c'est à dire une alternance de failles et de flexures, qui passent l'une dans l'autre sur de petites distances. Des contacts normaux, donc des flexures, se rencontrent p.e. en face de Neffiach, où les conglomérats de la base du Pliocène s'inclinent vers la Tet, en couvrant le granite. Également au NW de Neffiach, où le conglomérat littoral du Plaisancien affleure et au NW de Millas, où le granite apparaît sous des marnes fossilifères, qui plongent avec 20° vers la Tet.

A plusieurs endroits le caractère du contact est difficile à déterminer, parce que le faciès du Pliocène devient plus grossier près du contact, consistant seulement en fragments des roches auxquelles il touche. C'est le cas p.e. à l'E de Millas au pied de la Força Réal. Un contact normal me semble beaucoup plus probable qu'une faille, vu que le faciès grossier est lui-même un dépôt formé tout à fait à la limite du bassin sédimentaire.

Il faut que les phénomènes du contact entre le Pliocène et le Dévonien au S de la Tet soient maniés avec la plus grande précaution. Le Dévonien est formé de calcaires épais, à circulation souterraine (phénomènes karstiques), couverts de lapiés à la surface. Un contact vertical dans ce terrain karstique

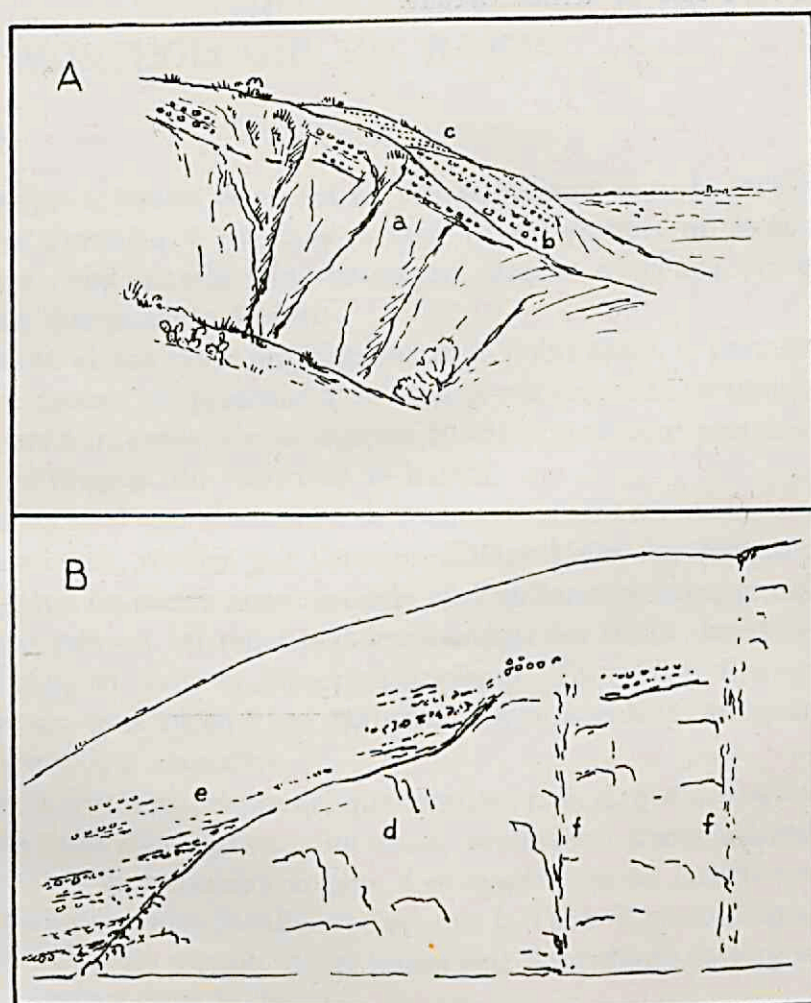


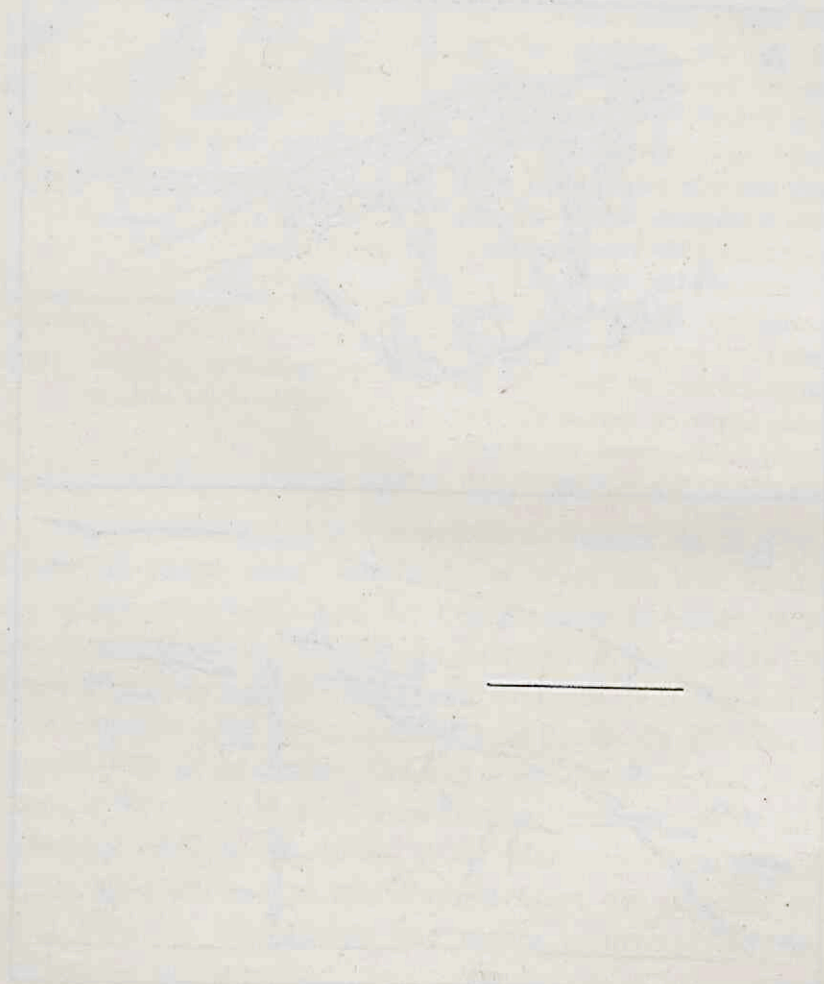
FIG. 10.

A. Base du Pliocène en face de Neffiach. *a*: sous-sol ancien, *b*: conglomérat de base, *c*: marnes plaisanciennes. A droite: vallée de la Tet.

B. Limite du Pliocène près de Thuir. *d*: calcaire dévonien, *e*: conglomérat pliocène de Thuir, *f*: zone disloquée.

peut se former par suite d'effondrements, dans des poches, ou des entonnoirs, et, n'est pas, en ces cas, l'effet de la tectonique, mais de la solution du calcaire.

A plusieurs endroits la brèche rouge pliocène couvre le calcaire, à d'autres endroits il y a un contact vertical, où le Pliocène s'incline (de 35° par exemple) vers le bassin. Puis, il y a des contacts inclinés contre lesquels les couches pliocènes finissent en biseau, donc qui donnent l'impression d'escarpements existant au moment de la déposition du Pliocène (fig. 10 B). Ce n'est d'ailleurs rien de surprenant, vu que les pentes raides sont la règle dans un terrain calcaire.



CHAPITRE IV

GÉOMORPHOLOGIE DU BASSIN.

TRAITS GÉNÉRAUX.

En sens morphologique le bassin de la Tet est une dépression dans le versant oriental de la chaîne des Pyrénées. C'est dans ce talus qu'est enfoncé un secteur moins élevé, situé entre deux massifs plus hauts. Sa largeur moyenne est de 5 km, sa longueur d'une quarantaine de km.

En regardant le bassin et son cadre montagneux d'un point élevé, la première impression est qu'on se trouve en présence d'un modelé sur lequel la tectonique a exercé une influence prédominante. Cette impression est due surtout aux deux escarpements souvent rectilignes qui enserrent le bassin.

Ce n'est pas qu'il s'agisse d'une alternance de roches de résistance différente, donc d'une structure ancienne, révélée par l'érosion différentielle. Au contraire, le bassin de la Tet est situé en pleine zone centrale où l'uniformité assez grande des roches ne justifierait pas un tel relief accidenté. Aussi les traits directeurs du relief n'ont aucun rapport avec la structure ancienne. En vérité, il s'agit d'une tectonique beaucoup plus récente, se rattachant aux accidents néogènes que les sédiments nous ont fait connaître.

La „dépression” de la Tet n'est, du reste, que relative, c. à. d. que l'intérieur du bassin même est un pays montagneux, lui-aussi, seulement d'une altitude inférieure à celle des massifs montagneux voisins. Ces montagnes du bassin sont surtout formées par une série de rides parallèles; c'est que la Tet suit généralement le bord nord et que ses affluents venant du S traversent donc toute la largeur du bassin avant de se déverser dans la Tet.

Seulement au NE le bord n'est pas constitué par un escarpement accusé. Aussi la limite n'y est pas aussi bien définie. Le bord sud, par contre, forme sur toute sa longueur un escarpement impressionnant; c'est celui-ci que nous désignerons désormais comme le „grand escarpement”.

Quelles sont les relations entre la dépression orographique (le bassin en sens morphologique) et le synclinal-fossé (le „bassin” tectonique)? Ce que la carte géologique montre à première vue, c'est que le bassin tectonique (le territoire occupé à présent par le Pliocène) est compris partout dans le bassin orographique. A quelques endroits leurs limites coïncident à peu près, mais généralement la dépression dépasse les limites du Pliocène et occupe un plus grand territoire que celui-ci.

Au S, le Pliocène ne touche donc pas le grand escarpement (A, fig. 11) du massif du Canigou. Une bande de terrain paléozoïque (AB) appartenant

tout à fait, par sa situation peu élevée, à la dépression de la Tet, y sépare le Pliocène du grand escarpement, qui représente la limite méridionale de la dépression.

Au nord, au moins dans la partie supérieure du bassin, une autre bande de paléozoïque (CD) sépare le bassin pliocène de la Tet (D). Cette rivière coule

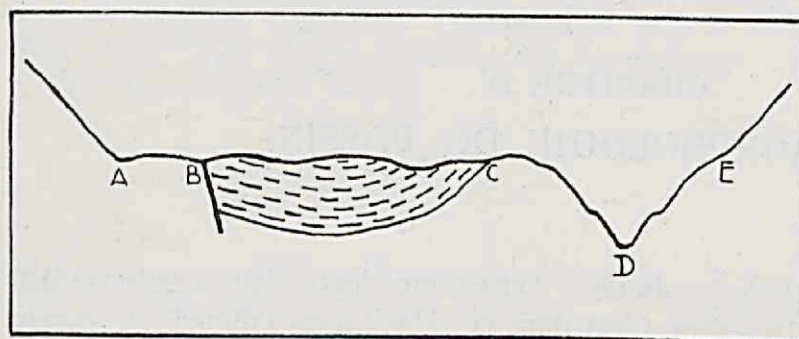


FIG. 11.

à une distance de quelques kilomètres au nord du bassin dans une étroite vallée taillée dans le terrain paléozoïque, parallèlement au bord nord.

La surface élevée passe ainsi du Pliocène au Paléozoïque, sans qu'aucune différence

se fasse sentir. Par rapport à une telle surface le Pliocène (BC) est une formation plissée quelconque, aussi bien que le Silurien ou le Houiller. Insensiblement la surface passe d'une formation à l'autre, sans être influencée par les failles (B) séparant les terrains.

Il est évident qu'une telle surface d'érosion est, sans doute, postérieure au „plissement” du Pliocène, et, forcément, postérieure à la formation de l'assise plissée. Or, les sédiments ont été déterminés comme datant (au moins dans leur partie supérieure) de l'Astien supérieur. Par conséquent, le plissement s'est effectué à la fin ou après l'Astien. Il en résulte que l'âge de la surface en question peut être défini comme Villafranchien ou plus récent. Mais, puisque les terrasses plus récentes que le Villafranchien (terrasses du Quaternaire, y compris le Sicilien) se trouvent dans une situation de beaucoup inférieure à la surface décrite, celle-ci doit être formée principalement pendant le Villafranchien.

Toutes les surfaces du bassin et celles de la bordure qui leur sont contemporaines pourront donc être indiquées comme post-tectoniques. Ce sont celles-ci qui seront traitées dans ce chapitre.

PARTIE SUPÉRIEURE DU BASSIN.

Description. (Comparer fig. 18 pag. 48)

En abordant la description morphologique à l'extrémité occidentale du bassin, comme nous l'avons fait en décrivant la tectonique, on a l'avantage d'aborder en même temps une des parties les plus importantes pour la morphologie. C'est le plateau entre Nyer et Escaro que nous appellerons désormais simplement plateau de Nyer, bien que ce village lui-même soit situé à son pied dans une profonde vallée.

La surface de ce petit plateau est une surface ondulante qui porte des collines dont les sommets atteignent selon la carte 1:200 000 des altitudes entre 1160 et 1200 m. Elles ont entre elles des dépressions qui se rapprochent de 1100 m. Celles des bords passent graduellement aux pentes du plateau. Tout de même, il s'agit certainement d'une surface d'érosion ancienne. Elle n'est nullement en rapport avec la structure ancienne et n'est pas influencée par les différences des roches sur lesquelles elle s'est développée. Ainsi de différents étages du

Silurien, le Dévonien et le Pliocène (dont une des collines est composée) affleurent sur le „plateau” de Nyer (voir aussi fig. 5, coupe no. 1).

Au S la surface de Nyer aboutit au Col de Llauze, une faible dépression où elle est attachée au grand escarpement du Canigou. Du côté NW et W le massif de Nyer descend en pente abrupte vers les vallées profondes de la Tet et de son affluent de Nyer.

La surface d'érosion, dont le plateau de Nyer est le témoin le plus important, sera indiquée désormais comme le niveau de Nyer. Les vestiges en sont assez rares, l'érosion consécutive l'ayant détruit en grande partie. En amont un tout petit replat situé à la même altitude que la surface de Nyer se retrouve, adossé aussi au grand escarpement. En aval un reste en est

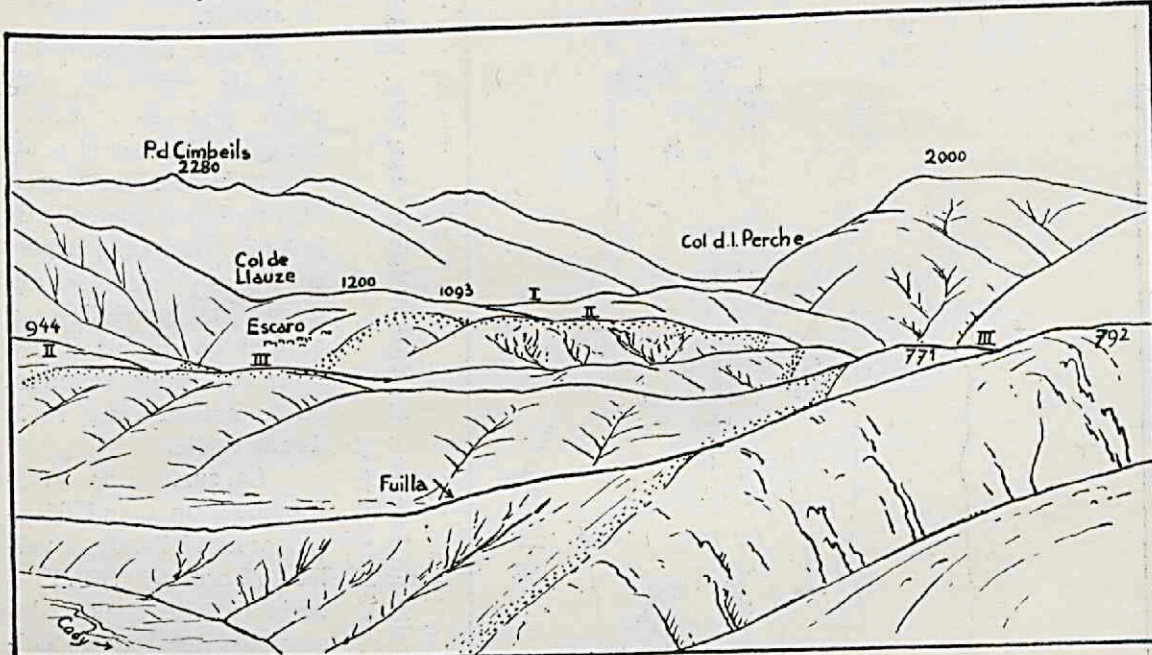


FIG. 12.

Partie supérieure du bassin de la Tet, vue vers l'W. Le pointillé indique la limite du Pliocène.

I: Niv. de Nyer, II: Niv. d'Escaro, III: Niv. de Villefranche.

conservé au-dessus de Sahorre, situé également au bord sud du bassin. Il sera question plus loin de quelques fragments au N du bassin.

Le deuxième niveau est taillé dans celui de Nyer, à une altitude d'un peu plus de 1000 m. Le mamelon de 1035 m, formé de Pliocène, immédiatement au N d'Escaro, appartient à ce replat (fig. 12). De petits lambeaux appartenant à la même surface se trouvent adossés à l'E du village. Nous l'appelons Niveau d'Escaro. A ce même niveau appartiennent plus à l'E une série de petits replats. Ils sont tous situés au pied du grand escarpement et s'interposent donc entre celui-ci et le troisième niveau. Ils s'élèvent d'une centaine de mètres environ au-dessus du troisième niveau, ce qui facilite de déterminer qu'ils appartiennent au niveau d'Escaro (voir fig. 13, p. 34 à gauche). Une particularité est qu'ils présentent tous un léger ensellement tout à fait au pied de l'escarpement. Ce sont les „Cols” par lesquels passent d'anciens chemins reliant les différentes vallées parallèles. Plus loin nous allons voir que ces cols ont un intérêt spécial pour expliquer l'origine de l'escarpement.

Le troisième niveau est surtout important à cause de sa grande étendue. Nous l'appellerons celui de Villefranche, d'après l'ancienne cité, située dans les défilés au-dessous du plateau. Une particularité de cette surface est son altitude peu variable. Aux endroits les plus typiques près de Villefranche, son altitude est d'un peu plus de 800 m. Plus en amont cependant les altitudes varient de 780 à 850 m, (pourvu qu'il ne s'agisse pas de plusieurs niveaux superposés!). Il est difficile d'y distinguer les niveaux à cause de la nature du terrain pliocène (voir fig. 12). Dans cette formation si meuble les altitudes des rides, même s'ils

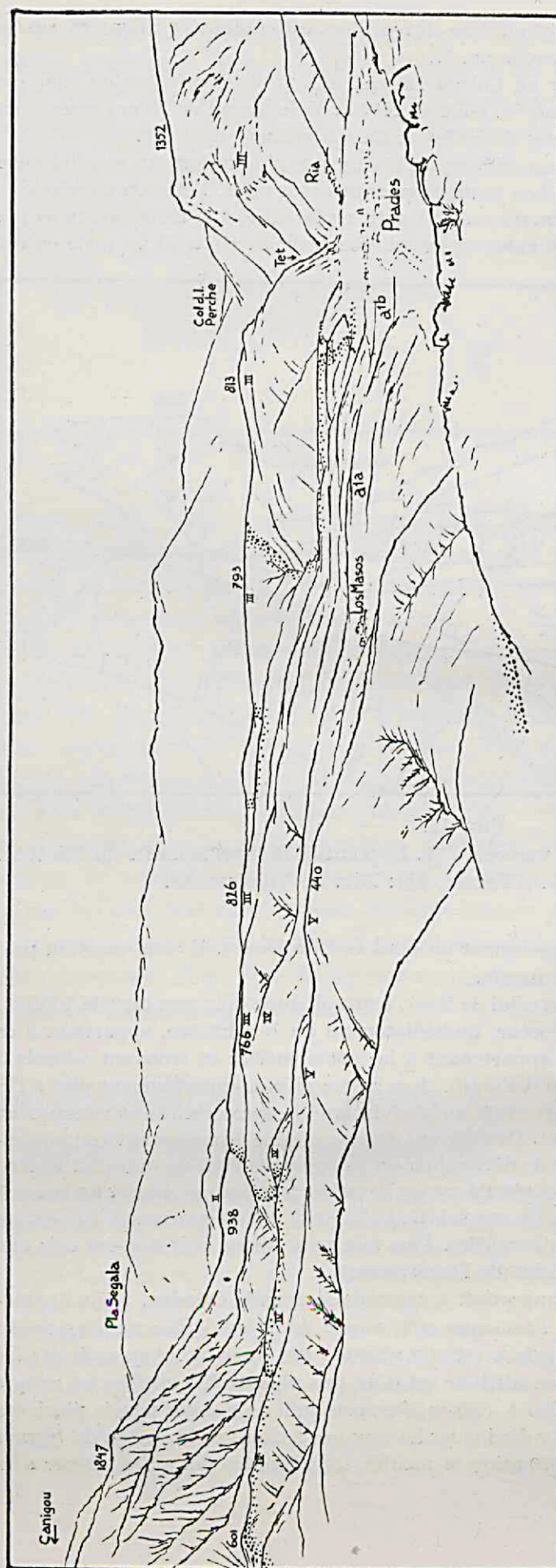


FIG. 13.

Bassin de la Tet près de Prades, vu vers le SW. Le pointillé indique la limite du Pliocène. II: Niv. d'Escaro, III: Niv. de Villefranche. IV: Niv. de Villerach, V: Niv. de Marquixanes.

portent d'assez grands replats sur leur sommets, pourraient avoir été abaissés à cause du ruissellement très facile auxquels ils sont soumis. Ainsi le niveau de Villefranche, si net à sa localité-type, est souvent très vague plus en amont.

Malgré ces points douteux, la pente de cette plaine soulevée (tout comme celle d'Escaro et peut-être celle de Nyer) paraît être moindre que celle de la Tet. Aussi ces surfaces sont-elles plus élevées au-dessus de la rivière en aval qu'en amont; il y a donc divergence en aval entre ces niveaux et la Tet actuelle.

La surface de Villefranche a un grand développement à l'E de la vallée de Vernet (fig. 13). Près de la Tet elle englobe les sommets des rochers calcaires (813 m) qui s'élèvent à pic au-dessus du défilé de Villefranche. Le niveau s'y présente comme un vrai plateau ondulant, qui passe sans aucun changement du calcaire au Pliocène.

Enfin le niveau de Villefranche se retrouve à quelques endroits encore plus en aval, bien que généralement la partie inférieure du bassin soit occupée de formes moins élevées. C'est d'abord un petit promontoire à l'W de Taurinya, puis un sommet de 766 m entre Taurinya et Clara, attaché au moyen d'un col au pied du grand escarpement (fig. 13 à gauche). Dans une situation pareille se trouvent, encore plus à l'E, bien que

modifiés et abaissés, quelques replats qui, peut-être, sont des vestiges du même niveau. Ce sont les replats entre Clara et Estoher à une altitude moyenne de 700 m.

Origine.

Dans la surface qui couvre la partie orientale du bassin orographique de la Tet, abstraction faite de l'érosion plus récente qui l'a découpée, nous avons pu distinguer trois niveaux d'érosion. Nous les considérons comme des anciennes plaines fluviales successives, qui, par des mouvements postérieurs à leur formation, ont été soulevées au-dessus de la base d'érosion.

Le fait qui surprend d'abord est l'apparition brusque d'une surface d'érosion tellement large, tandis que la vallée en amont ne présente que de très faibles vestiges de replats.

La Tet parcourt de Mont-Louis jusqu'aux Bains de Thuès une vallée très rectiligne, serrée entre deux massifs montagneux qui s'élèvent à forte pente au-dessus de la vallée. Il n'y a que de petits replats qui interrompent ces pentes raides. Les premiers (1560 m) sont évidemment des témoins de la surface de la Perche (1577 m). De petits replats se rencontrent à 1330 et à 1350 m qui, à cause de la forte pente de la rivière, sont situés respectivement à 250 et à 400 m au-dessus de la rivière. Enfin un replat à 1135 m, se trouvant à 350 m au-dessus de la rivière, pourrait être rattaché au plateau de Nyer.

Aux bords de Thuès la Tet qui, jusqu'ici, gardait une direction constante de N 70° E, change brusquement de direction et tourne plus vers le N. Mais à peu près dans le prolongement de sa direction primitive se trouve le grand escarpement, c. à. d. le bord sud du bassin. La Tet, par contre, coule sur environ 3 km au N 30° E, mais reprend ensuite (à Olette) un cours parallèle à sa direction primitive. Tout ce territoire entre la Tet au N et l'escarpement au S est occupé de la surface du bassin.

Afin de parvenir à une interprétation de l'origine du bassin, il est utile de tracer en quelques mots les événements antérieurs. Le premier est la sédimentation dans un bassin, dont l'étendue surpassait l'étendue actuelle du Pliocène. Alors, le bassin sédimentaire était entouré d'un relief accidenté et escarpé. Les matériaux de remplissage ont été apportés par des rivières dont une occupait l'emplacement actuel du cours supérieur de la Tet (fig. 14, croquis 1; voir aussi fig. 21, croquis 2, p. 56).

Ensuite, le plissement a eu lieu, qui a transformé le bassin plus ou moins plat en un „synclinal.” Par ce mouvement les bords du bassin pliocène furent relevés plus haut que le centre et devinrent les flancs du synclinal. Seul le milieu avait une situation plus profonde (croquis 2, représentant la déformation totale, non pas un état qui n'a jamais existé).

Ces dislocations furent accompagnées d'un soulèvement au-dessus de la base d'érosion. Donc les rivières commençaient à s'entailler (voir fig. 21, croquis 3). Naturellement l'érosion commençait dans l'axe profond du bassin et avançait vers les bords. Il est évident que l'érosion s'opérait facilement dans la masse de Pliocène plissé. Dans un temps relativement court la rivière y avait fortement élargi sa vallée, tout comme la Tet l'a fait plus tard à Prades (fig. 14 croquis 3;

voir aussi fig. 21, croquis 4). Peut-être cette première vallée est celle dont les vestiges se sont conservés dans la surface du plateau de Nyer. Même s'il n'en est

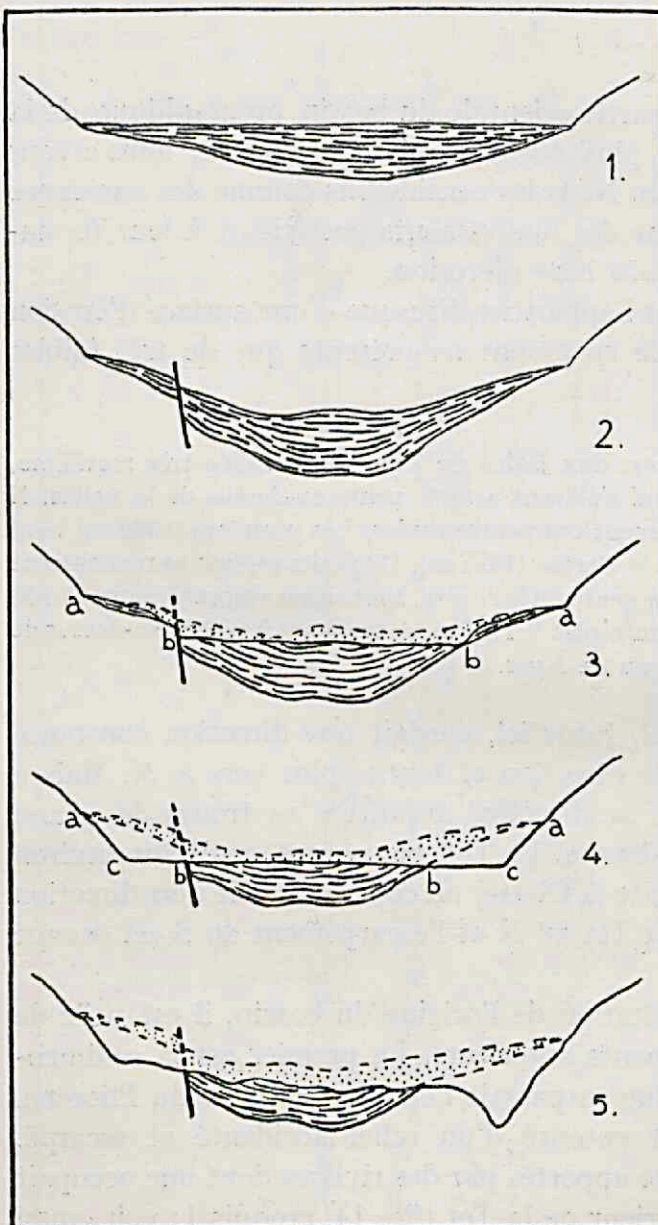


FIG. 14.

pas ainsi et que la première vallée élargie soit située plus haut, les conclusions n'en seront pas modifiées.

En élargissant sa vallée la rivière avait bientôt atteint les limites du Pliocène et touché le Paléozoïque ou le cristallin (fig. 14 croquis 3). Celui-ci forme aux deux flancs du synclinal le subsassement du Pliocène. Ici l'érosion latérale se serait interrompue presque entièrement, si cette paroi paléozoïque avait été très élevée. Mais il n'en est pas ainsi: ce subsassement paléozoïque ne s'élevait que peu au-dessus du niveau de la rivière de cette époque. Dans ces conditions l'érosion latérale, bien que retardée, se continuait. Elle enlevait sur une assez grande surface la masse de Paléozoïque, qui, couverte de Pliocène, s'élevait au-dessus de la plaine fluviale. Enfin la rivière arriva à un point où se trouvait l'escarpement, qui pendant l'As-tien entourait le bassin sédimentaire. Arrivée à cet endroit, l'érosion latérale ne s'est guère continuée, ayant eu à éroder une pente énorme, peut-être d'un millier de mètres.

Ainsi, tout en élargissant sa vallée, la rivière a atteint les escarpements qui jadis entouraient le bassin sédimentaire. Donc la nouvelle plaine aura plus ou moins les mêmes dimensions que la répartition primitive des sédiments: elle est limitée par les mêmes escarpements.

Un témoignage en faveur de cette manière de voir pourrait être fourni par deux petits lambeaux de sédiments près de Jujols, sur la pente au nord de la Tet. Ils se trouvent entre 800 et 1000 m d'altitude et sont indiqués sur la carte géologique comme du Pliocène. Ce sont des masses stratifiées composées en majeure partie par des morceaux de schiste. S'il s'agit vraiment de Pliocène et non pas d'un dépôt de pente plus récent, ces lambeaux

démontrent clairement l'extension du Pliocène jusqu'à la paroi au N de la Tet ¹⁾.

Les escarpements ont donc une origine complexe. Leur première apparition date d'avant la sédimentation astienne et sera par conséquent discutée plus loin. Dans l'Astien l'affaissement s'effectuait suivant des failles ou des flexures qui créaient des escarpements entourant le bassin sédimentaire; c'est ce que prouve le faciès des sédiments. Et, puisque le bassin de sédimentation de l'Astien et le bassin orographique actuel coïncident plus ou moins, ces escarpements sont les mêmes que ceux qui entourent actuellement le bassin orographique. Ce que nous voyons aujourd'hui, ce sont donc des escarpements-de-faille ou -de-flexure. Mais ils ont été modifiés plus tard. Comme nous l'avons décrit, le niveau astien se trouvait plus haut que le pied des escarpements actuels. C'est grâce à l'érosion du Villafranchien que leur partie inférieure s'y est ajoutée. Ils ont donc augmenté de hauteur. A ces différents procédés le grand escarpement rectiligne du Canigou doit son existence.

Il en est de même des autres bords du bassin supérieur. Au N et à l'E celui-ci est séparé par la Tet des escarpements au N de la rivière. Mais il n'y a aucun doute qu'autrefois les plateaux de Nyer, d'Escaro etc. aient touché cette paroi au N de la rivière. Celle-ci les a séparé plus tard en creusant sa vallée actuelle. Le bassin était donc limité au N aussi par des escarpements rectilignes, suivant lesquels l'affaissement astien s'est produit. Le cours de la Tet indique plus ou moins la direction de cette dislocation.

Naturellement les niveaux décrits dans ce chapitre se retrouvent comme des fragments de terrasses dans les vallées affluentes. Toutefois, ces vallées contrastent singulièrement avec le bassin lui-même par la surface très restreinte qu'occupent ces terrasses; ou, en d'autres termes, par la faible largeur qu'ont eue les vallées appartenant aux stades de Nyer, d'Escaro etc. Ce fait affirme une fois de plus que seulement par une disposition spéciale (l'ancienne étendue du Pliocène dans un bassin d'affaissement) les niveaux du bassin supérieur ont obtenu leur extrême largeur.

Mouvements postérieurs.

La partie supérieure du bassin, décrite jusqu'ici, permet en même temps de tirer quelques conclusions sur les mouvements qui se sont opérés après la formation de cette première plaine fluviale de Nyer. Les vestiges de cette plaine se trouvent à présent à une hauteur de 500 m environ au-dessus de la Tet. On pourrait donc supposer un soulèvement de 500 m au moins depuis ces temps-là. Mais le soulèvement doit même avoir été plus grand. C'est que l'ancienne rivière coulait dans une large plaine fluviale où elle pouvait serpenter librement. Elle n'avait donc certainement qu'une faible pente. La Tet actuelle, par contre, parcourt entre Olette et Ria une vallée étroite où sa pente est encore plus forte qu'elle ne fut jadis sur le plateau de Nyer. Le même phénomène est montré nettement par les surfaces d'Escaro et de Villefranche. Sur elles aussi la pente

¹⁾ Un petit lambeau de terrain meuble, peut-être pliocène, se trouve aussi à l'E de Vernet, dans une poche du calcaire dévonien.

de la Tet doit avoir été faible. Aussi ne descendent-elles aujourd'hui que très lentement en aval (voir fig. 18, p. 48). Il en résulte qu'en prolongeant en aval la surface la plus élevée, c. à d. celle de Nyer, la distance verticale entre celle-ci et la Tet actuelle augmente. Il faudrait donc admettre un soulèvement de plus de 500 m, depuis la formation de la plaine de Nyer. Pourtant encore plus en aval il n'en est plus ainsi. Nous verrons bientôt comment la vallée de Nyer pourrait se prolonger hypothétiquement en aval, et quels ont été les mouvements depuis les dislocations astiennes.

Emplacement de la Tet.

Quel a été l'effet de ces soulèvements sur les rivières? Pour connaître le caractère des rivières sur la plaine fluviale de Nyer ou de Villefranche, on peut les comparer avec toutes les plaines semblables dans les montagnes. Évidemment la rivière y formait jadis tout un système de cours qui s'entrelaçaient ensemble avec les affluents, tandis que les lits changeaient de place incessamment (voir fig. 21, croquis 4). Généralement, dès qu'un soulèvement a lieu, le creusement recommence là où la rivière se trouve au moment du soulèvement. Cela veut dire que la nouvelle vallée peut avoir un emplacement quelconque, c. à d. quelque part dans la vallée ancienne.

Il n'en est pas ainsi au cas de la Tet. Contrairement à ce qu'on pouvait attendre, la rivière s'est enfoncée tout à fait au bord nord du bassin. On dirait presque que la Tet ait été, pour ainsi dire, pressée contre l'escarpement qui forme la bordure septentrionale. Rarement sur tout le parcours de Thuès-les-Bains à Villefranche des vestiges d'un des niveaux du bassin se retrouvent au N de la Tet (fig. 14, croquis 5).

Ce fait ne peut être accidentel. Une explication tout à fait naturelle se présente, si le soulèvement du bassin a été accompagné d'un léger mouvement de bascule, qui aurait soulevé le bord S plus que le bord N. Dans de telles conditions la rivière aurait choisi le cours le plus septentrional possible pour trouver l'emplacement le plus profond, et c'est là qu'elle s'est creusée dans la surface. Un tel mouvement de bascule est, du reste, tout à fait plausible, puisque — nous allons le voir plus tard — la chaîne au S du bassin s'est élevée jusqu'à une plus grande altitude que celle au N du bassin. Le bassin a donc participé à ce mouvement. Du reste, cette tendance se montre de nouveau dans les périodes successives jusque dans les derniers temps. Déjà le mouvement en bascule s'est manifesté pendant la formation de la surface de Villefranche, puisque la Tet de cette époque a laissé seulement au S de la rivière les restes des niveaux plus élevés.

Voici comment on s'explique également que le cours de la Tet n'est pas situé dans le bassin pliocène, mais à côté de celui-ci dans le Paléozoïque. La rivière a dû quitter le Pliocène en cherchant l'emplacement le plus profond, qui, grâce au mouvement de bascule, se trouvait au nord sur le terrain paléozoïque. Ainsi la rivière s'est creusé avec peine une vallée étroite (fig. 13, p. 34, à droite) dans les roches du Silurien et du Dévonien et elle a laissé intact le bassin pliocène où l'érosion aurait été infiniment plus facile et rapide.

La vallée de la Tet entre Thuès-les-Bains et Ria peut être appelée vallée épigénétique pour deux raisons. Premièrement elle doit son origine à la répartition d'une ancienne plaine d'érosion (celle de Nyer, d'Escaro, etc.). Si cette plaine ne s'était pas étendue jusqu'à l'emplacement actuel de la rivière, elle n'aurait pas pu s'enfoncer là où elle est. En second lieu, cette plaine doit son origine à son tour à l'ancienne extension d'un dépôt, celui de l'Astien qui, depuis, a disparu. C'est de la répartition primitive de ce dépôt que l'emplacement de la Tet dépend. N'oublions pas, cependant, que la rivière suit une dislocation, celle qui limitait le bassin astien du côté nord, et qu'elle occupe donc au fond une vallée tectonique.

PARTIE INFÉRIEURE DU BASSIN.

Traits généraux.

On serait tenté de chercher en aval les prolongements des niveaux de la moitié supérieure du bassin. Cependant, on n'y réussira guère: au lieu des niveaux rencontrés jusqu'ici, des surfaces moins élevées s'y rencontrent. Plusieurs raisons en sont la cause.

Une première est que la Tet coule en aval de Ria dans le Pliocène. L'érosion est tellement facilitée dans ce terrain meuble que la Tet y a fortement élargi sa vallée aux différentes époques succédant à la formation du niveau de Villefranche. Elle a créé ainsi une série de nouvelles plaines fluviales et enlevé ce qu'il y restait de niveaux plus hauts. Cette action s'est continuée pendant le Quaternaire jusqu'aux temps récents.

Aussi, dès que la Tet est entrée près de Ria dans le Pliocène, l'aspect du bassin change complètement (voir fig. 13, p. 34). Au lieu d'un plateau élevé coupé par des vallées étroites et profondes, on y trouve une plaine alluviale et des terrasses quaternaires peu élevées d'une grande largeur. Les trois terrasses près de Prades, par exemple, sont respectivement larges de $1\frac{1}{4}$, de 2 et de plus de 3 km. C'est aux terrains paléozoïques et granitiques des deux côtés du Pliocène qu'on peut s'attendre à retrouver les mêmes surfaces que dans le bassin supérieur. Cependant, plus loin, un autre raisonnement montrera qu'il n'en est pas tout à fait ainsi, parce que les surfaces du bassin supérieur n'ont pas conservé en aval leur hauteur primitive au-dessus de la rivière actuelle. Elles se sont approchées de la Tet en descendant plus fortement que la rivière. Aussi l'érosion a pu les y détruire plus facilement à cause de leur moindre élévation au-dessus de la base d'érosion.

L'effet en est encore renforcé, parce que plus en aval l'érosion agit plus vite à cause du volume plus grand des rivières. Ainsi dans la partie inférieure du bassin des surfaces plus récentes ont substitué les surfaces plus anciennes du bassin supérieur.

Description.

Quant aux surfaces d'Escaro et de Villefranche, on n'en retrouve que de faibles restes dans cette partie du bassin. Ils sont situés contre le bord sud (voir p. 33).

Un niveau moins élevé se rencontre dans une partie des collines des environs de Clara, de Villerach, d'Estohér. Leur sommets aplatis atteignent souvent une hauteur jusqu'à 570 m environ. Quelques sommets cependant atteignent un peu plus de 600 m. C'est là probablement l'altitude d'un ancien niveau d'érosion, celui de Villerach, les autres collines ayant été abaissées par ruissellement. (voir fig. 13, p. 34).

Ces hauteurs descendent à peu près régulièrement jusqu'à la terrasse a^{1a} de Prades et de Los Masos. Les traces des degrés sont presque effacées dans ces collines de Pliocène meuble à formes arrondies. Mais plus en aval, un long ride s'étend loin vers le N jusqu'à Marquixanes, formant un barrage qui termine le bassin de Prades. Sur ce long ride un niveau de 440 à 460 m, celui de Marquixanes, peut être distingué, bien que vaguement.

L'existence de ce ride transversal se comprend aisément: le sous-sol, en ce cas le granite, traverse la Tet et affleure près de Marquixanes sur la rive droite. Évidemment pendant la période où la Tet coulait sur le niveau de Marquixanes elle a formé une large vallée qui dépassait au nord la limite du Pliocène et s'entaillait dans le granite. Même à présent un replat portant le point 444 m, donc appartenant à la même surface, s'est conservée sur la rive gauche en face de Marquixanes. Après le soulèvement la Tet s'est creusé une vallée dans la surface de 450 m, laissant exister un petit lambeau de granite sur la rive droite. Ce lambeau

a empêché la rivière d'exécuter une érosion latérale de grande importance. Le ride transversal a donc été protégé par le granite.

La surface de Marquixanes se retrouve encore à quelques endroits plus en aval. Conformément à la pente de la rivière, les collines y diminuent d'altitude, jusqu'à moins de 350 m. Elles représentent peut-être un niveau qui est développé au N de la Tet où nous l'avons appelé Niveau de Cala-

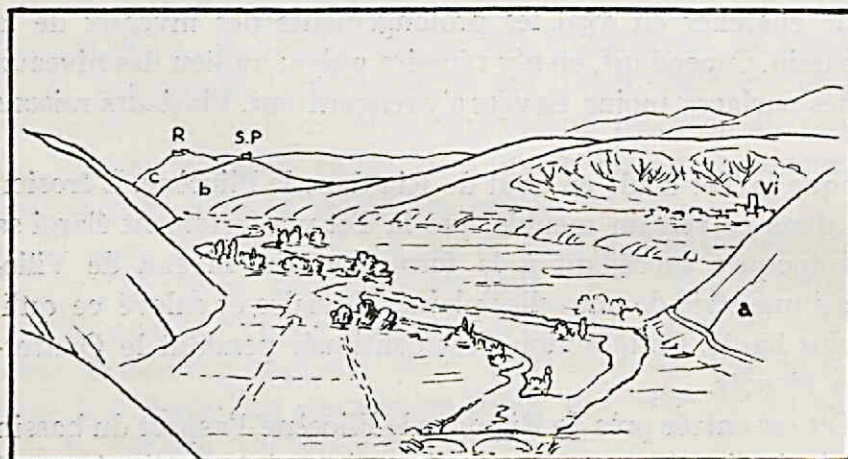


FIG. 15.

Vallée de la Tet en aval de Vinça, vue vers l'E. a, b, c: rochers granitiques de la rive droite. Vi: Vinça, S.P.: Chapelle St. Pierre, R: Rodes.

droi. Enfin on rencontre la „terrasse de 100 m", celle de Los Masos (a^{1a}), sur le troisième ride transversal, celui de Rodes, à 280 m. Probablement les collines auxquelles la pittoresque bourgade de Bouleternère est adossée, appartiennent à cette terrasse¹⁾.

Tous ces niveaux se rencontrent en aval de Marquixanes sur trois autres rides transversaux, qui sont tous attachés à un lambeau de granite s'avancant au S de la rivière. Les rides sont séparés par de basses plaines fluviales à terrasses peu élevées.

Le ride en amont de Vinça n'a qu'une faible étendue (a, fig. 15). Celui qui vient en aval de cette ville est plus important. Il est attaché au rocher granitique qui porte la chapelle St. Pierre (b, fig. 15). Celui-ci barre la vallée de la Tet à un tel degré que la rivière est obligée de la traverser dans un défilé étroit. Enfin la vallée est barrée une dernière fois par les collines de Rodes (c, fig. 15; voir aussi fig. 16). Le rocher granitique du château de Rodes est séparé du massif de la rive gauche par un dernier défilé profond de la Tet.

Les plaines fluviales séparant les rides sont formées en grande partie par les affluents de

¹⁾ L'étendue de cette terrasse est cependant moins grande qu'elle n'est figurée sur la carte géologique (feuille de Prades). Le ride de Marquixanes (450 m), par exemple, n'y appartient pas.

la Tet, tandis que la rivière elle-même n'a eu qu'une petite part dans leur formation. La première est celle de Vinça (fig. 15, 16). L'action combinée des rivières venant d'Espira et de Finistret l'a formée, en enlevant le ride pliocène qui les a séparées autrefois. La colline isolée à l'W de Vinça en est un témoin. Probablement la rivière de Rigarda s'est primitivement déversée dans cette plaine (pendant la période a^{1b}) mais elle a été dérivée plus tard vers l'E. Elle aboutit dans la rivière de Glorianes et sépare le deuxième ride transversal du bord sud du bassin.

PLATEAUX AU N DE LA TET.

Dans la partie inférieure du bassin au S de la rivière seuls des niveaux peu élevés se sont conservés. Ceux qui sont plus anciens ont été détruits, surtout par l'érosion facile dans le terrain pliocène. C'est dans le massif ancien en partie granitique, au N de la Tet, qu'il faut en retrouver les vestiges, puisqu'ils s'y sont taillés également.

En effet, plusieurs replats plus ou moins horizontaux accompagnent la Tet, quelques-uns ont une telle largeur qu'ils se présentent comme des plateaux. Généralement ils sont taillés comme des paliers dans des élévations plus anciennes situées plus en arrière.

Cependant des difficultés se présentent, quand on cherche à les identifier avec les surfaces anciennes du bassin supérieur. Seulement dans la région au N de Prades, que nous décrirons d'abord, la parallélisation est à peu près possible. Mais en aval de Marquixanes les niveaux ne pourront être rattachés que difficilement à ceux du bassin supérieur, car une interruption y sépare les deux groupes de surfaces.

Région au N de Prades.

Les niveaux d'érosion sont peu développés aux pentes du grand massif calcaire, qui surmonte le bassin du côté nord, jusqu'à Villefranche et Ria. Il y a un petit replat de 1025 m environ (appartenant peut-être au niveau de Nyer), de petits mamelons de 900 et de plus de 800 m (qu'il faut rattacher alors aux niveaux d'Escaro et de Villefranche,) et enfin un éperon de 650—660 m, appartenant peut-être au niveau de Villerach.

A cette chaîne calcaire succède une autre, contrastant singulièrement avec la précédente. Elle se compose de schistes siluriens, dans lesquels les rivières ont été capables d'exécuter une forte érosion latérale. Aussi les différents niveaux d'érosion de la Tet s'y étendent plus loin vers le N. Voilà pourquoi l'extrémité S de la chaîne a été abaissée assez fortement. Un replat de 1060 m pourrait appartenir au niveau de Nyer comme celui de plus de 1000 m au-dessus de Villefranche. Le replat, situé sur le faite entre les deux vallées doit être formé par les deux ruisseaux latéraux, ensemble avec la Tet. Le replat indiqué 803 m est évidemment un vestige de la surface d'érosion de Villefranche. Au versant S de la chaîne suivante, celle du Roc de Jalère, on n'en trouve, au contraire, que des traces peu distinctes, au-dessus de Cattlar et près de Comes. Leur indication sur la carte ne peut être que provisoire.

Sur une étendue plus grande, de la même manière que sur la rive droite de la Tet, des niveaux inférieurs sont répandus, surtout celui de Villerach. A Molitg il forme des plateaux qui se poursuivent dans le fond de la vallée de la Castillane. Cette rivière, qui d'abord coule sur l'ancien fond de vallée, occupe, plus en aval, une gorge profonde taillée dans cette surface. Le creusement en arrière n'a pas encore atteint la partie supérieure de la vallée. Enfin, immédiatement au-dessus de la Tet, on rencontre à 400 m environ les vestiges d'une terrasse surmontant la rivière d'une centaine de mètres. C'est évidemment la terrasse a^{1a} de Los Masos, qui dans le terrain pliocène sur la rive droite s'est développée beaucoup plus.

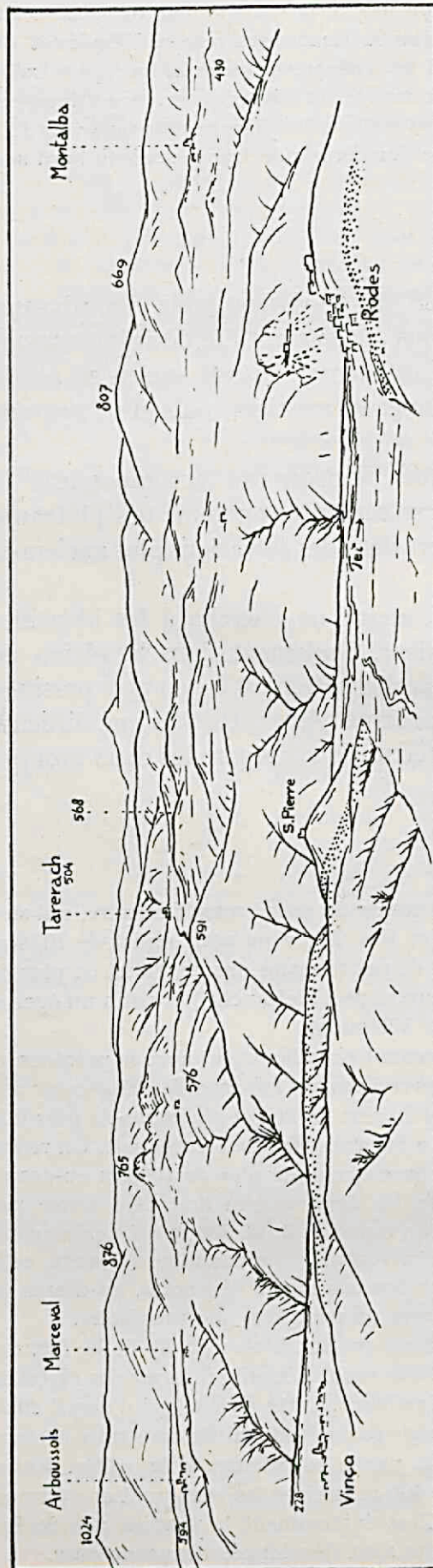


FIG. 16.

Les plateaux d'Arboussols (à gauche) et de Montalba (à droite), vus vers le N. Le pointillé indique la limite du Pliocène.

Au N de Marquixanes le promontoire 1024 m de la chaîne du Roc Jalère s'approche de la Tet. Son versant est plus raide, et bien qu'il soit irrégulier, on n'y peut distinguer nettement les niveaux décrits jusqu'ici. A cause de cette interruption, les replats qui suivent en aval sont difficiles à rattacher à ceux en amont de ce promontoire. Aussi ils seront traités à part.

Plateaux proprement-dits.

Le premier est celui d'Arboussols, qui s'étend au N de Vinça (comparer fig. 16). Il a là environ 580 m d'altitude. Bien que coupé en éperons par des ruisseaux taillés profondément dans le granite, il a une surface sensiblement horizontale.

La paroi montagneuse qui se dresse au N porte sur ses flancs quelques promontoires de plus de 700 m. Un d'eux est une masse rocheuse atteignant 765 m, à profil concave, aboutissant dans un rocher nu. C'est le type d'un témoin fortement attaqué d'une extension ancienne de masses plus élevées (Rocher de Marceval).

En prolongeant la surface d'Arboussols en amont on éprouvera des difficultés. En admettant une pente normale, on arriverait au-dessous du niveau de Villefranche et au-dessus de celui de Molitg-Villerrach. Il s'agit peut-être de l'effet d'un abaissement postérieur du niveau de Villefranche. Autrement la surface d'Arboussols serait une surface intermédiaire taillée dans celle de Villefranche. C'est à celle-ci que pourraient appartenir les replats de 670 m au SE de Molitg. Le Rocher de Marceval se rattacherait au premier cas au niveau d'Escaro, au second à celui de Villefranche.

L'éperon oriental, celui du Mas de Llusanes, permet une vue étendue vers l'aval (fig. 16). Un paysage très remarquable se présente à cet endroit. En direction orientale un vaste plateau s'étend jusqu'au-delà de Montalba, d'une altitude inférieure à celle du palier d'Arboussols. Sur ce plateau sont parsemées ça et là de curieuses collines peu élevées à pentes concaves. Sur une d'elles le village de Montalba est bâti. Plus proche s'élèvent

des collines plus étendues et des rides, entre lesquels le plateau se prolonge en forme de larges vallées. Les sommets de ces collines sont de la même altitude que le niveau d'Arboussols et en sont évidemment les vestiges. Les larges vallées sont le résultat d'une période de creusement de longue durée. Les eaux se sont entaillées alors dans le plateau d'Arboussols et y ont érodé latéralement de larges vallées mûres. Plus en aval elles ont créé une nouvelle plaine, le plateau de Montalba actuel, ne laissant exister que des collines isolées. Le plateau d'Arboussols est séparé de la zone à collines du plateau de Montalba par la vallée de Tarerach. Les larges vallées mûres, prolongements du plateau de Montalba, aboutissent dans cette vallée transversale à de larges terrasses dans le même niveau de 470 m environ. Le ruisseau actuel a creusé une vallée plus profonde dans ce fond ancien. Mais en amont en s'approchant de Tarerach, le ruisseau actuel coule dans cette ancienne vallée elle-même. Il écoule du curieux cirque de Tarerach à fond plat de 500 m d'altitude, appartenant au niveau de Montalba, et entouré en hémicycle des parois escarpées de la chaîne de la Roc Jalère.

Le bord sud du plateau de Montalba est découpé, comme celui d'Arboussols, par les affluents de la Tet, formant tous des gorges profondes dans le granite. L'altitude de 480 m à l'W diminue à 420 m à l'E de Montalba, et à 400 à l'extrémité orientale du plateau, où il est coupé par la vallée de la Gabarysse. Mais au-delà de cette vallée, des vestiges du plateau de Montalba sont conservés dans la forme de buttes isolées ou de rides dont les sommets atteignent environ 400 m (une seule même 431 m). Entre ceux-ci se trouvent de nouveau de larges vallées mûres, qui plus loin à l'E se réunissent en une nouvelle surface d'érosion, encore moins élevée que celle de Montalba. Les surfaces comme celles d'Arboussols et de Montalba sont groupées comme gradins l'un au-dessus de l'autre: ce sont des replats de pied-mont; leur origine sera expliquée plus tard.

Les difficultés de parallélisation de la surface d'Arboussols se présentent également pour celle de Montalba (comparer fig. 18, p. 48). En la prolongeant en amont on arrive un peu au-dessous de celle de Molitg-Villerach et au-dessus de celle de Marquixanes. De nouveau s'offre le choix entre un niveau intermédiaire ou une légère déformation (abaissement) du niveau de Villerach. Nous sommes plutôt inclinés à adhérer à la deuxième hypothèse, vu que la même déformation se présente pour plus d'un niveau.

Les vallées anciennes du dernier niveau que nous ayons rencontré, taillées dans la surface de Montalba, se réunissent en direction orientale pour former un plateau plus cohérent. Ce plateau de Caladroi est bientôt interrompu par le massif du Força Réal, entourés d'un paysage de collines irrégulières; ça et là des vestiges du plateau de Montalba s'y reconnaissent. Seulement à l'E de ce massif un plateau étendu, celui de Calce, réapparaît, appartenant probablement au même niveau. Ses extrémités occidentales s'élèvent jusqu'à 270 m, mais il n'a en moyenne que 240 m d'altitude, et s'abaisse lentement vers l'E. A son bord il est entouré de la terrasse des „alluvions anciennes" (p¹). Souvent celle-ci s'est taillée avec une pente plus forte dans la surface de Calce. A quelques endroits, cependant, la descente du plateau est très lente, formant un plan incliné qui indique le bombement de la chaîne. Dans le plateau de Calce aussi, quelques chaînons s'élèvent, qu'on pourrait rattacher au niveau de Montalba.

Le plateau de Calce est, dans le territoire étudié, le seul qui se soit développé en partie sur le terrain mésozoïque (liasique). Ce fait n'a pas, du reste, d'autre influence morphologique que la production de quelques phénomènes karstiques, vu que le terrain mésozoïque s'y compose de calcaires.

Conclusions.

Les plateaux au N de la Tet et les paliers du bassin inférieur sont du même genre que ceux du bassin supérieur. Ils doivent leur existence aux mêmes

processus: aux relèvements successifs de la montagne; aussi faut-il les considérer comme des replats-de-piedmont, rangés en escalier l'un au-dessus de l'autre. Chacun d'eux est un système fluvial concave se taillant dans une surface plus élevée, qui s'est bombée et soulevée au-dessus de la base d'érosion du système fluvial (fig. 17, premier croquis).

Déjà après ou pendant le premier mouvement l'érosion s'entaillait dans le massif soulevé. Le réseau fluvial s'y creusait et élargissait ses vallées, qui enfin devinrent si larges qu'on peut mieux les désigner comme des plaines fluviales. Une telle plaine a été bombée et soulevée ensuite, et de nouveau le système fluvial s'est entaillé dans cette plaine soulevée (fig. 17, deuxième croquis).

Pour avoir une idée du caractère de ces mouvements se faisant à chaque endroit et à chaque époque, il faudrait connaître les différents niveaux sur toute leur étendue. La distance entre eux indiquerait alors les déformations subies par les différents niveaux l'un après l'autre. Cependant, les niveaux supérieurs étant détruits en aval par les niveaux moins élevés et plus récents, il n'est plus possible d'observer leur prolongement vers l'aval. Cherchons donc entre toutes les déformations (prolongements courbés) possibles celle qui est la plus probable.

On pourrait, par exemple, prolonger en aval un niveau quelconque, comme celui de Nyer (ou de Villefranche) en conservant la même hauteur au-dessus de la rivière. Il serait alors descendu vers la plaine avec une forte pente. Mais qu'une telle pente forte ait jamais existé, voilà ce qui est très improbable. Une telle terrasse de 500 m au-dessus de la rivière dans le bassin inférieur n'aurait jamais permis à l'érosion de l'enlever complètement en un temps limité, ni d'y creuser à sa place de larges plaines fluviales peu élevées. Il est donc infiniment plus probable que le prolongement du niveau en question soit descendu en aval un peu plus fortement que la rivière, qu'il s'y soit donc rapproché des niveaux inférieurs. Qu'une telle pente d'une surface élevée soit plus forte que celle de la rivière, se comprend aisément.

Un système fluvial se creuse, comme on sait, plus profondément dans une surface élevée que celle-ci ne s'élève au-dessus de la nouvelle base d'érosion. Or, au cas d'un bombement d'une montagne, ce sont les parties plus à l'intérieur de la montagne qui se sont élevées plus haut que les parties périphères. Aussi la surface bombée se rapproche plus de la nouvelle base d'érosion, à mesure qu'on s'éloigne du centre de la montagne. Il se peut même que le bombement n'ait pas affecté la partie tout à fait périphère de la montagne (fig. 17, deuxième croquis a¹—b¹). Cette partie reste alors dans sa position primitive, et le nouveau système fluvial ne s'y entaille pas. Aussi deux surfaces fluviales successives, qui, dans l'intérieur de la montagne, s'élèvent l'une au-dessus de l'autre, pourront coïncider aux bords du massif montagneux.

Appliquons ces considérations à notre région. La surface d'Arboussols par exemple s'élève d'une centaine de mètres au-dessus de celle de Montalba dans la zone où elles se touchent. Mais il est bien possible que le prolongement théorique de ce niveau d'Arboussols ne s'élève, plus en aval, que d'une cinquantaine de mètres au-dessus de celui de Montalba. Il se peut même que quelque

part en aval l'une se réunisse à l'autre. Aussi ne s'étonnera-t-on pas de ne pas trouver les vestiges du plateau d'Arboussols comme un palier distinct à une hauteur constante au-dessus de celui de Montalba.

Les mêmes considérations s'appliquent aux niveaux du bassin supérieur, à ceux de Nyer, d'Escaro et de Villefranche. Ces niveaux étant conservés en amont de Marquixanes comme de petits replats, surtout au N de la Tet, c'est en aval où ils pourront s'être rapprochés l'un de l'autre ou même avoir coïncidé (fig. 17 troisième croquis). Ils s'y sont sans doute inclinés, de sorte qu'ils se sont rapprochés en même temps de la surface de Villerach; peut-être un ou plusieurs d'entre eux se sont réunis à celle-ci plus en aval. Il en est de même pour

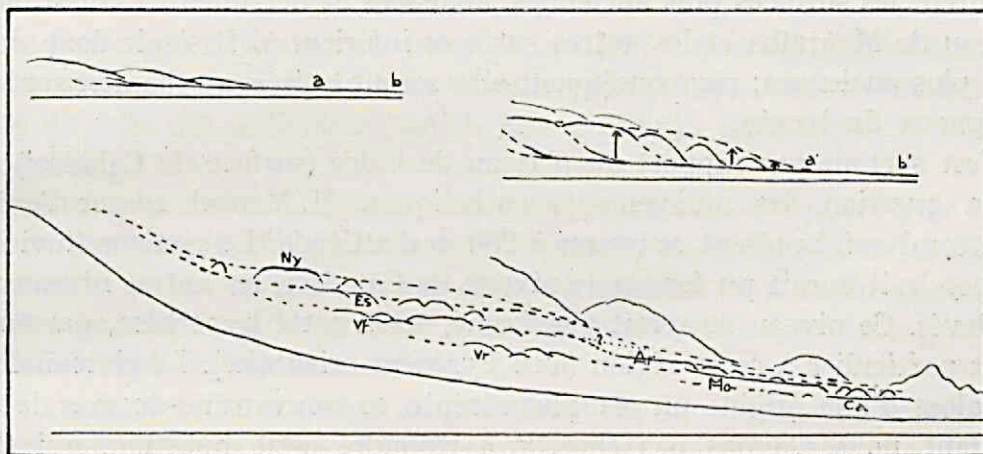


FIG. 17.

Origine hypothétique des surfaces d'érosion du bassin. Les lettres indiquent les surfaces de Nyer, d'Escaro, de Villefranche, d'Arboussols, de Villerach, de Montalba et de Caladroi.

le plateau de Calce, par exemple: son extrémité coïncide peut-être avec plusieurs des niveaux plus élevés du bassin.

En cherchant suivant les mêmes principes le prolongement hypothétique de la plus ancienne surface du bassin (celle de Nyer), on arrive à un tracé qui ne s'élève que peu au-dessus des points les plus élevés des replats-de-piedmont successifs. Car plus la surface de Nyer et les autres surfaces anciennes s'élevaient au-dessus de celles du bassin inférieur, plus les rivières ont dû enlever de matière en les formant. Ou, en d'autres termes: plus était le travail que les rivières ont dû exécuter en taillant les surfaces inférieures, et plus était le temps dont elles avaient besoin. Or, le temps disponible à la formation de ces larges plaines fluviales (taillées dans le granite) a été très limité. Aussi une descente régulière, donc une élévation faible au-dessus des niveaux inférieurs, représente la déformation la plus probable de la surface la plus ancienne du bassin. Cette déformation ne s'est pas produite à un moment donné, c'est le total de tout les mouvements successifs que le bassin a subis au cours des temps. Les autres replats ont pris chacun à leur tour la fonction de la partie d'aval des replats précédents. Aussi ils n'ont subi que les mouvements qui ont été postérieurs à leur formation, et qui, d'ailleurs, avaient tous le même caractère de bombements réguliers.

La conclusion à laquelle ces discussions ont mené a aussi quelque importance pour l'interprétation des chaînes de montagne qui entourent le bassin inférieur. Ce sont p. e. celles au N des plateaux d'Arboussols et de Montalba et celles du pays des Aspres. Elles s'abaissent toujours dans une direction orientale et leur altitude devient moindre que celle des surfaces du bassin supérieur. A première vue on serait tenté de les considérer comme appartenant à ces surfaces; les sommets des chaînes qui surmontent le plateau de Montalba (de 540 et 507 m) seraient alors les prolongements de la surface d'Arboussols par exemple, les chaînes de 700 m dans les Aspres représenteraient une des surfaces du bassin supérieur, etc. Mais il n'en est pas ainsi: suivant l'opinion émise ici ces sommets surmontent les surfaces plus anciennes, abaissées et détruites ici, aussi bien que le niveau de Montalba et les autres surfaces inférieures. Il s'agit donc de montagnes plus anciennes; par conséquent elles seront traitées au chapitre sur le cadre montagneux du bassin.

C'est surtout par rapport au plateau de Calce (surface de Caladroi) que se pose la question des mouvements eustatiques. M. Mengel admet l'existence d'un littoral qui, à présent, se trouve à 280 m d'altitude. Le système fluvial qui y correspondrait aurait pu former le niveau de Caladroi, les autres niveaux étant trop élevés. Ce niveau ne serait pas formé, selon cette hypothèse, par un soulèvement particulier à cette région (aux Pyrénées orientales). Le plateau de Calce serait alors d'une origine un peu plus récente, se trouvant au-dessous de 280 m. Cependant, nous n'avons pas cherché à résoudre cette question, qui s'écarte trop loin de notre sujet; toutefois il fallait la signaler.

CHAPITRE V

CADRE MONTAGNEUX.

INTRODUCTION, COMPARAISON AVEC LA CERDAGNE.

Les formes du relief décrites jusqu'ici, avaient toutes un rapport bien visible avec les sédiments néogènes: elles étaient plus jeunes. Leur formation a été séparée de celle des sédiments par un laps de temps dans lequel le plissement se produisait.

Quant au cadre montagneux entourant ce bassin, le rapport avec les sédiments ne peut être établi directement. Toutefois, vu le caractère des sédiments on s'attend à ce que ce cadre existe déjà au moment de la sédimentation. Plus tard nous pourrions confirmer cette première impression; alors les rapports avec la sédimentation en seront établis ¹⁾.

En outre, le cadre a assisté au plissement du Pliocène et l'on se demande si cet événement n'a pas laissé ses traits sur l'aspect de la montagne.

Pour ces questions, nous pourrions profiter des résultats de l'étude morphologique de la Cerdagne. Dans ce dernier bassin M. Boissevain a réussi à déterminer l'âge des éléments morphologiques élevés dont le bassin de la Tet ne fournit pas de données.

Dans la description suivante il a paru utile de commencer par les éléments morphologiques les plus élevés, et d'aborder ensuite la question de ses rapports avec le bassin, pour terminer avec les promontoires s'étendant vers la Méditerranée.

La Cerdagne.

Il faut résumer en quelques mots la morphologie de la Cerdagne et de sa bordure. Dans ce bassin des couches argileuses (avec des lignites) et sableuses d'âge pontien ont été déposées, passant vers le sommet en des sables et des graviers plus grossiers. Ces dépôts néogènes ont été disloqués, comme ceux du bassin de la Tet, mais surtout suivant des failles. Le bassin est situé à une plus grande altitude que celui de la Tet: l'endroit le plus élevé où le terrain néogène se rencontre, est à peu près de 1600 m. Cet endroit fait partie de la vaste plaine

¹⁾ Le bassin se rapproche donc du second des deux types de bassins définis par MM. Gignoux et Fallot (12, 1927). Toutefois il s'en distingue dans plusieurs respects; notamment le caractère disloqué et la disparition des bords primitifs sont des traits qu'il a en commun avec le premier type de ces auteurs.

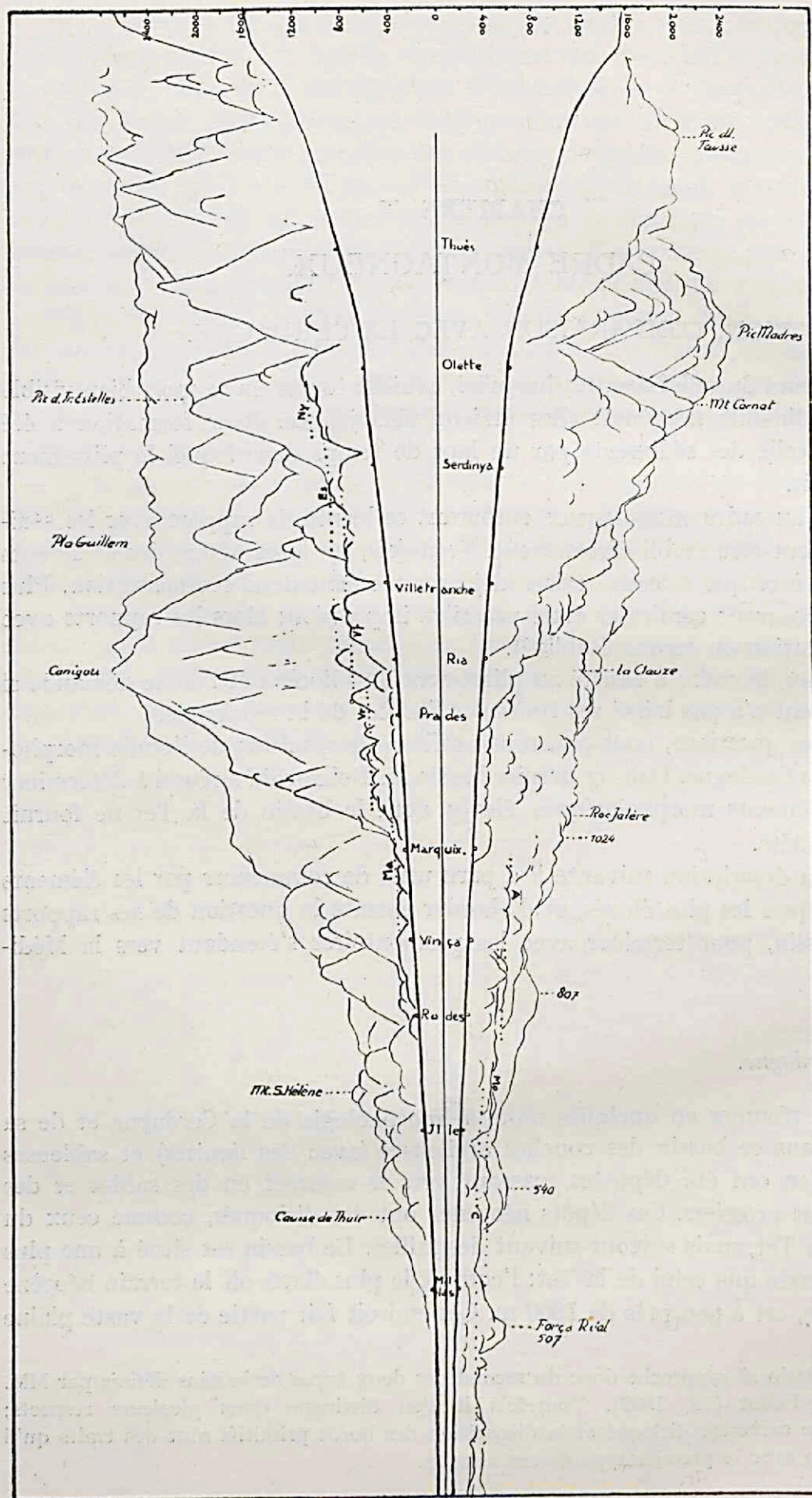


Fig. 18. Coupes orographiques des massifs montagneux au N et au S de la Tet. Les coupes, exécutées d'après la carte 1 : 200 000, n'indiquent, par conséquent, qu'assez schématiquement les formes principales. Échelle des longueurs 1 : 300 000, hauteurs exagérées 5 ×. Les lettres indiquent les surfaces de Nyer, d'Escaro, de Villefranche, de Villcrach, de Marquixanes, d'Arboussols, de Montalba et de Caladroi.

ondulante du Col de la Perche, de 1600 m en moyenne, qui couvre aussi bien le Pliocène disloqué que le sous-sol. Donc cette plaine peut être datée comme plus récente que les derniers sédiments. Aussi M. Boissevain lui a attribué un âge plaisancien.

Puis, des soulèvements se sont produits, pendant lesquels une partie du bassin s'est enfoncée de nouveau. C'est ainsi que les surfaces d'érosion de 1470 et de 1420 m furent créées. Seuls les bords du bassin et la plaine de la Perche, dans laquelle un petit lambeau de Pliocène mentionné ci-dessus s'est conservé, ont échappé aux nouveaux affaissements. Ce sont ces parties-là qui ont à présent l'altitude de 1600 m environ.

Autour du bassin, dans le cadre montagneux, il faut chercher les éléments morphologiques qui seraient synchroniques aux sédiments pontiens. Puisque, pendant une longue période, il ne s'est déposé que des couches extrêmement fines, sans intercalations grossières, il faut que la sédimentation ait eu lieu dans un pays fortement dénudé. Les montagnes, s'il y en avait, y étaient éloignées des rivières. En effet, les traces d'une telle surface se rencontrent partout dans les massifs montagneux environnants. Ces massifs sont en majeure partie composés de plateaux étendus de 2000 à 2400 m, qui constituent le „Niveau des Fonds des Cirques". Celui-ci est surmonté seulement des sommets les plus élevés, atteignant 2800 à 2900 m („Niveau des Crêtes"). Les plateaux ne sont pas tout à fait homogènes, mais composés à leur tour de différents paliers successifs; aux bords de la Cerdagne plusieurs de ces surfaces, dont la plus ancienne a 2300 m d'altitude, sont superposées. Dans l'intérieur du massif du Carlitte, les plateaux sont encore plus élevés, de sorte que les sommets ne les dépassent que de 400 à 500 m.

L'ensemble de ces plateaux, donc le Niveau des Fonds des Cirques, est considéré depuis longtemps comme une pénéplaine (ou mieux: une série de replats-de-piedmont) soulevée. Selon M. Boissevain c'est dans celle-ci que les argiles à lignites se sont formées. Toutefois, l'altitude égale de tous les sommets de cette région indique l'existence d'une pénéplaine encore plus ancienne (Niveau des Crêtes).

NIVEAU DES FONDS DES CIRQUES AUTOUR DU BASSIN DE LA TET

Le cadre montagneux du bassin de la Tet n'est que le prolongement de celui de la Cerdagne. Par rapport aux masses au-dessous de 2000 m les deux bassins ne forment qu'un seul, car ils ne sont séparés que par la Plaine de la Perche qui, elle-aussi, est un lambeau effondré au-dessous du Niveau des Fonds des Cirques. Les deux bassins ne forment qu'une seule longue dépression dont le segment le plus élevé est la Perche. Cette dépression sépare donc complètement les deux massifs montagneux, qui l'accompagnent des deux côtés.

Comme en Cerdagne on distingue dans les hauts plateaux plusieurs replats-de-piedmont. Sur la carte morphologique il en a été indiqué deux, mais probablement ceux-ci ne sont pas homogènes non plus.

Les hauts plateaux au S de la Tet.

Les hauts plateaux de 2000 m et davantage ne sont pas très répandus au S de la Cerdagne, beaucoup moins qu'au massif du Carlitte. Sur la carte de M. Boissevain ils sont indiqués jusqu'au Pic de Gallinas, où seuls quelques promontoires en témoignent la présence. Il en est de même dans la chaîne qui suit à l'E. Quelques replats à l'E du Pic des Cimbeils, près du Col de la Pale etc., indiquent que le niveau a existé également ici.

Plus à l'E les sommets du Niveau des Crêtes font défaut: nous sommes arrivés dans la région des hauts plateaux. Ces plateaux sont conservés sur de grandes surfaces dans la chaîne principale et également sur les chaînes latérales. Mais plus celles-ci s'éloignent de la chaîne principale, plus elles deviennent aiguës et plus les restes des plateaux deviennent restreints. C'est facile à comprendre: tout le massif est entaillé par des ruisseaux qui, depuis la source jusqu'à l'embouchure, s'enfoncent de plus en plus profondément dans

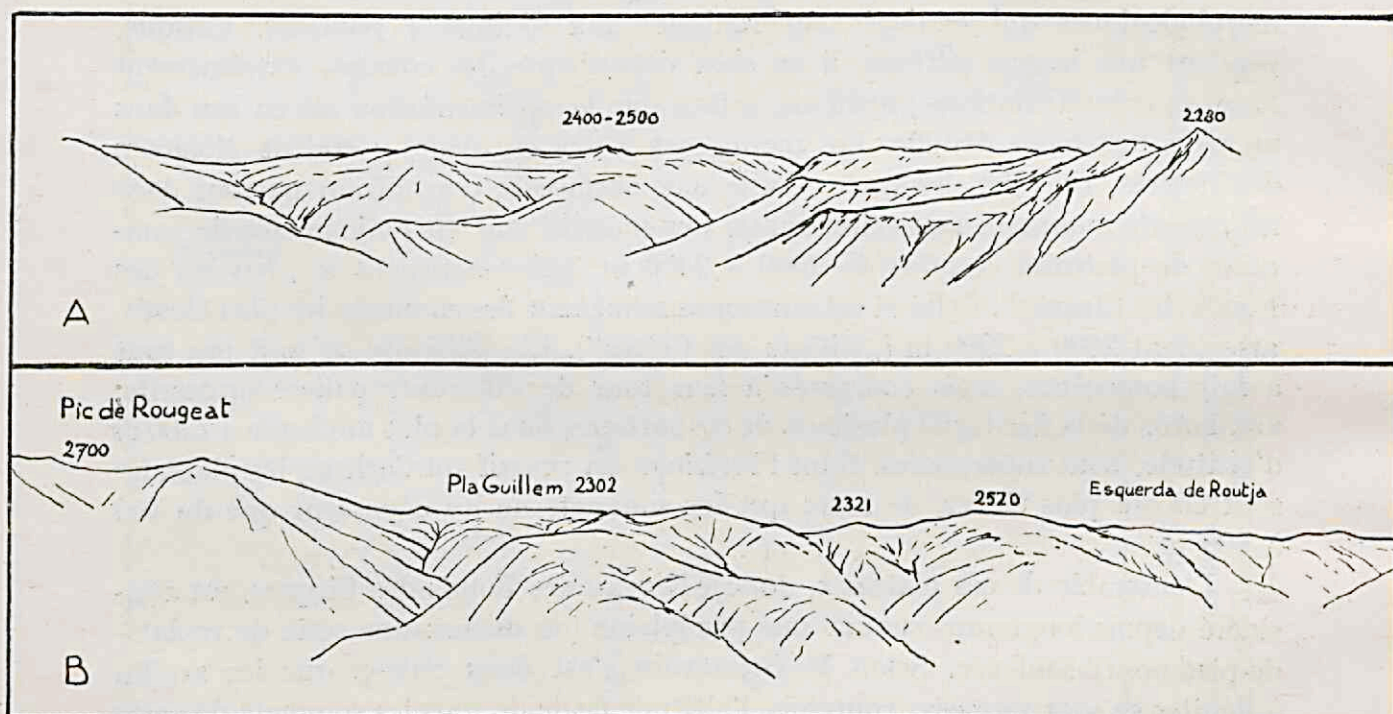


FIG. 19. Le Niveau des Fonds des Cirques au S. de la Tet, vu vers le S. A: au fond de la vallée de Mantet. B: au fond de la vallée de Py.

l'ancienne surface. Donc, dans leur cours supérieur, les vallées laissent entre elles les plateaux intacts, tandis que plus en aval les pentes raides de deux vallées voisines se touchent, (ou à peu près) sur la crête qui les sépare, ne laissant exister rien ou presque rien d'une surface aplatie.

Un premier groupe de hauts plateaux est situé dans le fond de la vallée de Mantet, d'abord à plus de 2400 m (Porteille de Mantet), puis s'abaissant jusqu'à 2300 m (fig. 19A). Seuls des sommets isolés surmontent d'un peu ces plaines ondulantes (Cime de Pomarole 2457 m, Puig de Collade Verde 2520 m). Ce sont de faibles monticules dénudées et attaquées de toutes parts, restes de sommets plus élevés.

Dans le fond des vallées de Py (fig. 19B), la série se prolonge en l'Esquerde de Routja, et enfin en la vaste Pla Guillem, ayant une altitude moyenne de 2300 m. Sur les chaînes latérales le plateau s'abaisse et l'on peut y distinguer nettement le niveau inférieur (fig. 18B au premier plan). Celui-ci comprend, par exemple, le vaste plateau du Pla Segala (2100 m, sommet 2227 m), le Bois de Sacaillouse et la Collade de la Roquette (2048 m—2100 m). Même sur la crête à l'extrémité du Pic des Tres Estelles (2096 m), de petits fragments de cette plaine ancienne se retrouvent.

Le Canigou.

Après la plaine du Pla Guillem la chaîne se relève jusqu'au Niveau des Crêtes à 2650 m (fig. 19 B). Elle s'y présente comme une large crête arrondie et ondulante, comprenant le Pic de Rougeat de 2700 m, et se prolongeant jusque dans la Serre de Roc Nègre (2708 m). Mais, d'abord, un embranchement se dirige au N, aboutissant au sommet du Canigou (2785 m), qui avance ainsi comme un contrefort dans des environs plus bas.

De tous côtés il a été attaqué par l'action torrentielle et par les glaciers qui n'en ont laissé exister que des arêtes aigues. Néanmoins, l'existence antérieure des mêmes systèmes aplatis peut s'observer encore: les arêtes entre les cirques profonds ont toutes, sur une certaine étendue, la même altitude (2422 m, 2413 m, \pm 2460 m). Si on les réunissait par une surface tangente, on obtiendrait une plaine de plus de 2400 m, surmontée des sommets du Niveau des Crêtes auquel appartient le Canigou (comparer fig. 18). Un niveau d'érosion encore moins élevé, entourant aussi le Canigou, est faiblement indiqué par des ruptures de pente aux altitudes 1847 m, 1805 m, 1847 m („Niveau intermédiaire", voir p. 60). Après ces dernières interruptions, la montagne plonge rapidement vers le bassin: c'est le grand escarpement.

Le Massif du Pic Madres.

Par ce nom nous indiquons le massif montagneux au N de la Tet, dont le Pic Madres est la culmination (2471 m).

Les chaînes occidentales, formant la bordure de la plaine du Capcir et de la Quillane, appartiennent toutes aux plateaux de 2000 m. Il en est de même de la chaîne du Pic de la Tausse, chaîne qui accompagne la profonde vallée de la Tet entre Mont-Louis et Thuès-les-Bains (voir fig. 18 et fig. 21). Sa crête très arrondie ondule à une altitude de 2000 m environ et contraste avec les arêtes déchiquetées de l'autre versant de la vallée de la Tet. Le centre de la chaîne du Mont Cornat atteint également une altitude de plus de 2000 m, et se rattache à la même surface d'érosion.

Dans le groupe du Pic Madres et les chaînes qui en rayonnent, se trouvent aussi des plateaux plus élevés (surtout Planal de la Pelade, 2360 m), correspondant avec les plateaux dans l'intérieur du massif du Carlitte. Le Pic Madres ne s'élève que peu au-dessus et ne semble pas appartenir au „Niveau des Crêtes".

Conclusions.

Il résulte de cette description premièrement que la bordure montagneuse du bassin de la Tet a tous les caractères des massifs entourant la Cerdagne. Les mêmes plateaux (Niveau des Fonds des Cirques) s'y rencontrent: ceux de 2400 m dans le fond des massifs, descendant jusqu'à 2000 m vers les bords. Seulement les plateaux sont beaucoup plus coupés par des vallées, à cause de la situation plus profonde de la base d'érosion. Principalement les plateaux qui, se trouvant dans les fonds des vallées, sont éloignés des rivières et des bassins, sont conservés, tandis que dans les chaînes latérales il ne reste rien que de petits lambeaux.

Dans cette plaine des sommets s'élèvent atteignant 2800 ou 2900 m („Niveau des Crêtes"). A l'W il y en a tant que les plateaux n'y sont plus visibles; à l'E le Canigou et les sommets au S de celui-ci appartiennent au Niveau des Crêtes.

La détermination de l'âge des plateaux autour de la Cerdagne s'applique également à ceux de la Tet. Ceux-ci ont été soulevés de la même manière et jusqu'à la même hauteur que ceux-là: ils forment des blocs homogènes avec le pourtour de la Cerdagne. Aucun d'eux n'a subi en direction longitudinale de bombements ou d'affaissements importants.

Ce n'est qu'à l'E du Canigou qu'a eu lieu la déformation qui, nécessairement, accompagne les bords d'un bloc soulevé. Ce fait a une importance spéciale pour le bassin aussi. Le bassin a également une zone de déformations: les niveaux soulevés, se trouvant assez horizontalement dans la partie supérieure, se sont infléchis, de sorte qu'ils atteignent la plaine, eux aussi. Le massif du Canigou n'ayant pas été déformé à l'W du Canigou, il en est de même du bassin. (Autrement, il faudrait admettre que le massif du Canigou et le bassin eussent subi indépendamment l'un de l'autre des mouvements jusqu'aux temps récents. C'est ce qui est très improbable.)

C'est donc seulement en aval du méridien de Marquixanes et du Canigou que la zone de déformations du bassin se sera trouvée. Voilà la même conclusion à laquelle nous sommes venus dans la description des niveaux au N de la Tet (p. 45).

Les extrémités des chaînes latérales au-dessus du bassin s'abaissent également. C'est là l'effet ou bien d'un infléchissement des plateaux, infléchissement qui accompagnait les divers effondrements postérieurs, ou bien de l'existence d'un niveau intermédiaire. Nous l'avons indiqué provisoirement par ce dernier nom sur la carte morphologique.

Il est curieux de remarquer que l'emplacement des vallées dans le Niveau des Fonds des Cirques était plus ou moins le même que celui des vallées actuelles. Les hauts plateaux s'abaissent — on le sait — vers les vallées actuelles; c'est donc en partant de vallées sur le même emplacement que les paliers successifs entre 2000 et 2300 m se sont taillés. C'est, du reste, ce que les bassins pontiens démontrent encore plus clairement.

Probablement le soulèvement ne s'est pas produit au N et au S de la Tet jusqu'à exactement la même hauteur. Au S les altitudes des hauts plateaux sont généralement plus élevées que celles des plateaux au N de la Tet. Ce fait pourrait indiquer un relèvement du massif au N par rapport à celui au S, tendance que nous avons indiquée déjà en expliquant (p. 38) le cours de la Tet.

NIVEAU DE LA PERCHE (Fig 21^a).

Ensuite l'histoire est devenue plus mouvementée: toute la montagne s'est soulevée, mais une partie restait en arrière, donc s'affaissait par rapport au massif montagneux, peut-être suivant des failles. Des parties de ce fossé, renfermant les dépôts miocènes, s'effondraient même plus bas. Celles-ci sont les bassins de la Cerdagne et de la haute vallée de l'Aude: du Capcir.

Bientôt un nouveau système de plaines fluviales s'est formé dans la partie affaissée, surtout en Cerdagne (Niveau du Casteillou, 1720 m, suivi du Niveau de la Perche, 1580 m). Ce réseau fluvial doit avoir été bien tranquille, vu la largeur et la pente faible des vallées (voir fig. 21^a, p. 56). Aussi la composition lithologique des sédiments marins du Roussillon, étant surtout des marnes, est en parfaite harmonie avec ce fait: aucun dépôt grossier ne fut apporté par ces rivières.

Quel était ce système fluvial, dans quelle direction se déversait-il? Pour répondre à cette question il faut examiner la vallée de la Sègre (comparer fig. 20).

A présent la Sègre et ses affluents ont creusé des vallées avec de larges terrasses dans une grande partie du niveau de 1600 m. Celui-ci est conservé comme un palier élevé autour de ces formes plus récentes. Mais plus à l'E, près du Col de la Perche, la Tet, à peine plus large qu'un ruisseau, coule sur la surface-même

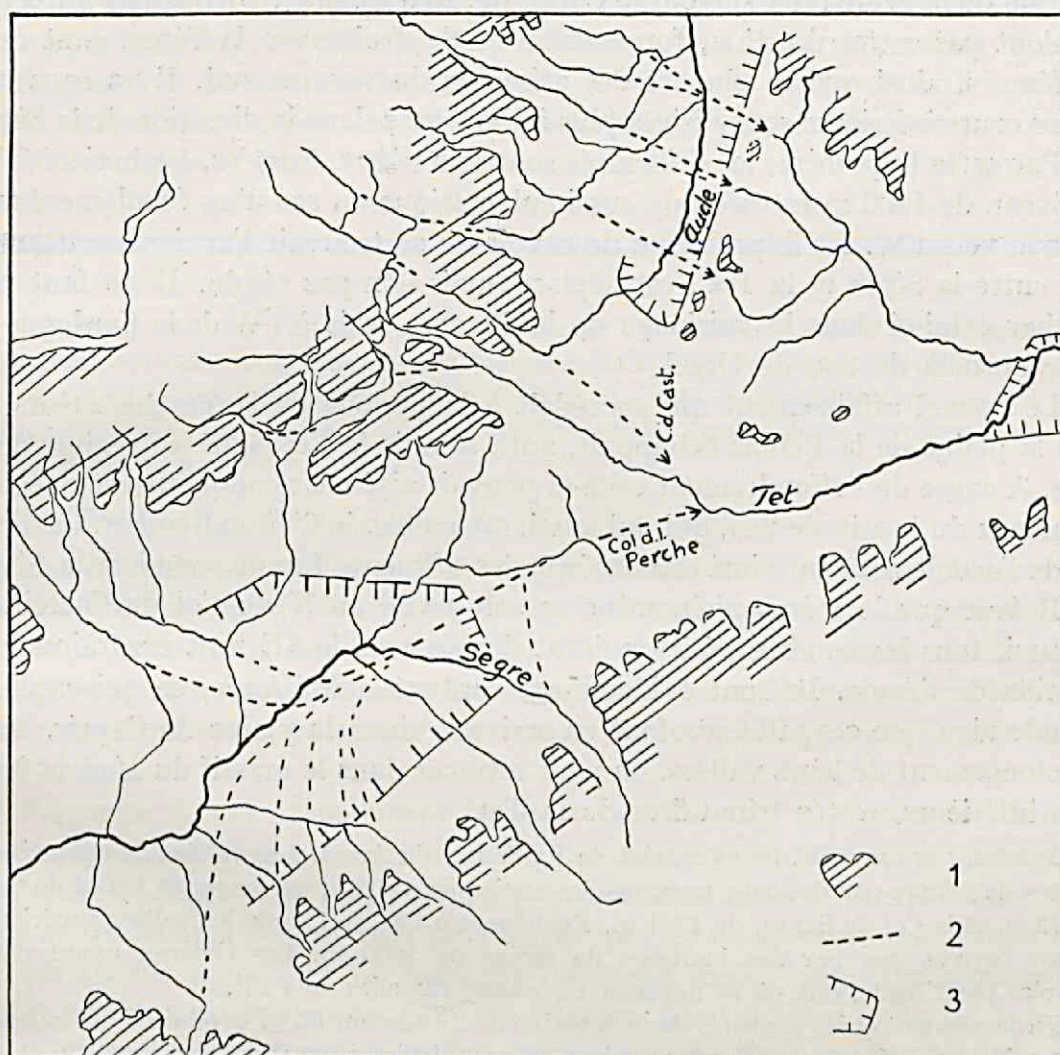


FIG. 20. Influence des effondrements, surtout de ceux de l'Astien, sur le réseau hydrographique. Échelle 1:300000. 1 : terrain au-dessus de 2000 m; 2.: anciens cours d'eau; 3: bassins d'effondrements (contours très schématiques).

de ce plateau de 1600 m. Il n'y a donc pas la moindre crête entre les deux réseaux; seulement la Sègre se trouve à un niveau plus profond que la Tet.

Voilà ce qui n'est pas une disposition primitive. Il faut donc chercher l'ancien partage des eaux entre la Tet et la Sègre. D'abord on pourrait supposer que la plaine de la Perche fût formée par la Sègre. Alors la Tet aurait captivé le ruisseau qui, à présent, en forme le cours supérieur (de la source jusqu'à Mont-Louis). Mais ce serait contraire à la direction de ce ruisseau, qui se trouve dans le prolongement supérieur de la Tet en non pas de la Sègre.

Au contraire, à côté de cet argument-ci, il y en a d'autres qui témoignent en faveur de l'autre hypothèse: la Sègre aurait captivé le cours supérieur de la

Tet. Ce serait donc la Tet qui aurait formé la plaine de la Perche et le niveau de 1600 m en Cerdagne. L'argument le plus important pour cette hypothèse est fourni par la direction des vallées latérales au nord de la Cerdagne. Les cours supérieurs de nombre d'entre elles sont dirigés vers le SE, contrairement à la direction de la Sègre (voir surtout le Carol, fig. 20 à gauche). Un ou deux affluents, qui n'ont pas cette direction, forment un angle droit avec la Sègre, sont donc indifférents, ainsi que la plupart des affluents du versant sud. Il va sans dire que les cours inférieurs sont dirigés plus à l'W, donc dans la direction de la Sègre.

Par cette hypothèse, les difficultés sont loin d'être écartées. La horizontalité du niveau de 1600 m est presque aussi énigmatique au cas d'un écoulement vers l'E, que vers l'W. Et le problème de savoir où se trouvait l'ancien partage des eaux entre la Sègre et la Tet s'est déplacé, mais non pas résolu. Il ne faut plus chercher celui-ci dans le voisinage de la Perche, mais à l'W de la Cerdagne ou même au-delà de Seo de Urgel.

Le nouvel affaissement qui succédait à la période de la Perche, et auquel seule la plaine de la Perche échappait, aura soumis la Cerdagne au régime de la Sègre. A cause de l'effondrement celle-ci pouvait aisément conquérir cette région, en partant du bassin de Seo, qui, lui aussi, est un bassin d'effondrement. La direction de l'écoulement fut ainsi retournée et les affluents furent soumis à la Sègre.

Il faut que le même phénomène se soit passé au N du Col de Casteillou. Là aussi, tous les cours supérieurs étant dirigés vers le SE sont contraires à la direction de l'Aude. Ils sont évidemment capturés par l'Aude, ce qui explique le coude aigu que ces affluents font en arrivant dans la plaine du Capcir. Dans le prolongement de leurs vallées, on peut retracer dans le massif du Madres leurs cours inférieurs, restés tributaires de la Tet.

Ce sont, par exemple, les ruisseaux de Railleu et de Sansa. Les vallées de ceux-ci sont séparées de l'Aude par des cols, tronçons des anciennes vallées; par exemple le Col de Creu, de 1712 m, et le Col de Sansa, de 1791 m. Également à l'W de l'Aude les vallées supérieures ne sont barrées que par des hauteurs de moins de 1800 m. Les rivières, avant d'être capturées par l'Aude, ont pu se déverser librement sur elles vers l'E.

L'affaissement et les captures dans la plaine de l'Aude ont dû se produire à un moment plus reculé qu'en Cerdagne. Car les anciens cours, quittés par les rivières, y sont plus élevés. Ils appartiennent à un système au-dessus de la plaine de la Perche, peut-être même au-dessus du Niveau du Casteillou.

La Tet, jadis une rivière plus importante qu'aujourd'hui, n'a conservé qu'un seul affluent. Celui-ci lui sert à présent de cours supérieur, le cours supérieur primitif ayant disparu.

Où sont les restes de cette plaine fluviale du système de la Perche dans la région du bassin de la Tet? Une première raison qu'on n'en trouve que rarement des vestiges, est que les vallées de 1600 m n'avaient pas nécessairement la même largeur que dans la plaine de la Perche. Surtout dans la vallée en aval de Mont-Louis la surface de la Perche n'a eu qu'une faible largeur. Un tel rétrécissement n'est pas très surprenant. La surface de la Perche, étant dû à un affaissement, s'est largement développée en Cerdagne. Mais là où un affaissement ne s'est produit que plus faiblement ou pas du tout, la même vallée n'a pas atteint une même largeur.

Puis, plus on se dirige vers l'E, plus les vallées plus jeunes deviennent profondes et ont effacé les restes du niveau de 1600 m. D'ailleurs, ces restes ne s'y trouvent plus, nécessairement, à la même altitude, par suite du bombement de la chaîne (voir p. 60).

Une dernière raison est celle-ci: la vallée principale elle-même s'est affaissée postérieurement à cette période, donc elle n'est plus dans sa position originale par rapport à la bordure du bassin. Aussi le fond de la vallée de la Tet plaisancienne devrait plutôt être cherché au-dessous des couches pliocènes du bassin. Or, le soubassement des couches inférieures rouges est, en effet, assez plat, donc représente une espèce de fond-de-vallée large. Toutefois, il pourrait représenter une vallée un peu plus jeune que celle du réseau de la Perche, précédant immédiatement la sédimentation.

Seulement dans les vallées latérales les traces du système de 1600 m pourraient être rencontrées. En effet, dans les vallées affluentes venant du NW (région de Railleu et Sansa), elles sont bien nettes. Plus à l'E, dans le fond de la vallée de Nohèdes, rien que des traces douteuses se font voir, ainsi que dans les étroites vallées venant du S; l'érosion consécutive trop profonde en a effacé les vestiges.

FORMATION DU BASSIN DE LA TET (Fig. 21^a).

Une nouvelle phase d'activité tectonique produisit de profonds changements dans l'aspect du pays. Une partie de la Cerdagne s'effondra de nouveau par rapport à la bordure. Seule une bande du pourtour et la plaine de la Perche ont été soulevées ensemble avec le cadre montagneux. Le moment de l'affaissement nouveau a été déterminé comme étant astien, la plaine de la Perche datant du Plaisancien.

Par suite de cet affaissement la Sègre s'empara de la Cerdagne. A partir de ce moment, la plaine de la Perche est devenue un col, formant le partage des eaux entre la Sègre et la Tet. Aussi, depuis ce moment, les formes d'érosion de la Sègre se trouvent à des niveaux plus élevés que les formes contemporaines de la Tet qui atteint la mer sur un parcours beaucoup moins long. Ces mouvements s'étant produits probablement pendant l'Astien, il est évident que c'est la formation du bassin sédimentaire de la Tet qui correspond à l'affaissement en Cerdagne.

Toutefois, le bassin de la Tet s'est enfoncé beaucoup plus profondément que la Cerdagne. Celui-ci n'est pas descendu au-dessus de la base d'érosion de la Sègre; aussi les rivières y ont continué d'éroder, de sorte qu'une nouvelle terrasse se formait (celle de 1470, puis celle de 1420 m). Le bassin de la Tet, par contre, s'enfonça au-dessous du niveau des rivières et devint un bassin de sédimentation au lieu d'érosion. C'est donc un mouvement complexe qui se produisit: relèvement des bords, effondrement du bassin.

Il est difficile de déterminer précisément de quel genre ont été les dislocations suivant lesquelles le bassin sédimentaire s'est effondré. On pourrait supposer qu'elles aient été des failles. Alors le bassin, étant un fossé, serait du même genre que, par exemple, le fossé qui, en Cerdagne, contient le Miocène. Un autre argument serait fourni par la morphologie. Au pied de l'escarpement qui, on le sait, est le successeur direct de ceux qui entouraient le bassin sédimentaire, se trouve une série d'ensellements dans les rides adjacents du bassin (voir p. 33). Évidemment

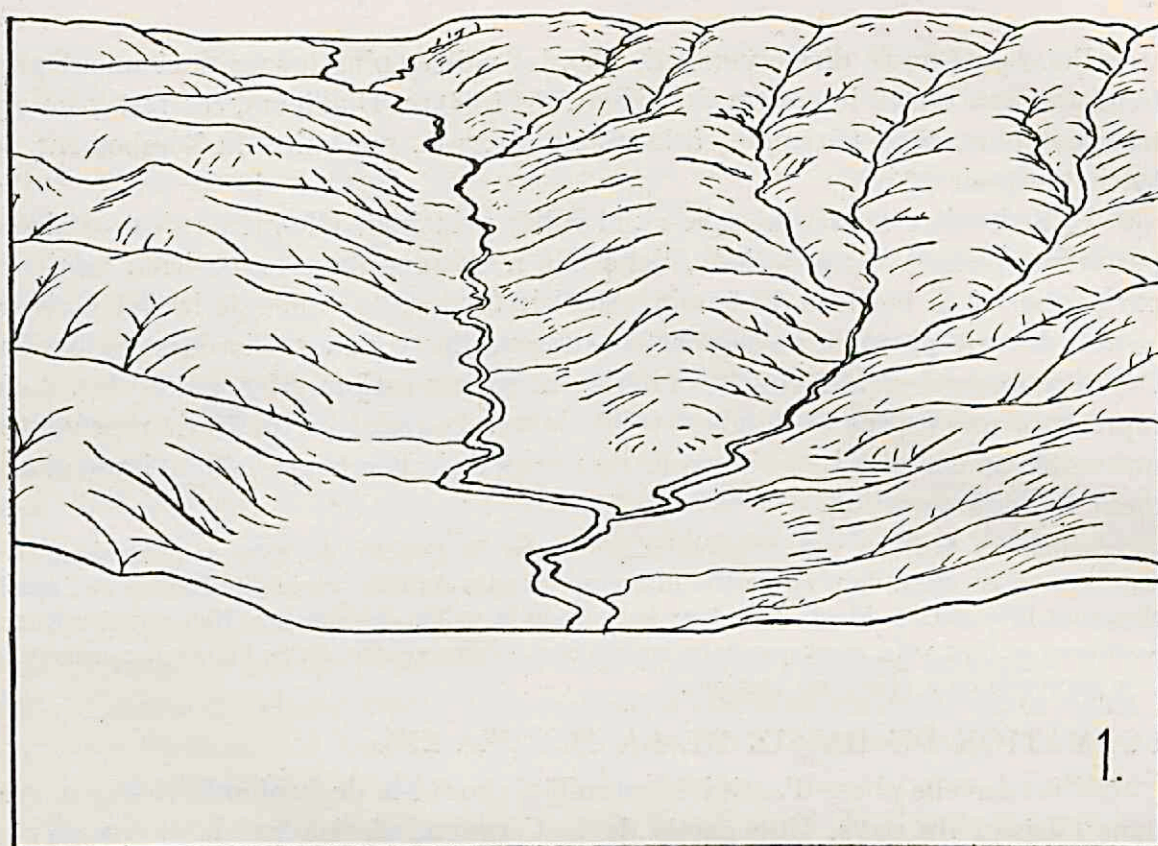


FIG. 21. L'évolution de la partie supérieure du bassin de la Tet. (Pour s'orienter on est prié de comparer les croquis 1 à 4 avec le no. 5). La ligne de base de tous les croquis indique à peu près la situation du niveau *actuel* de la mer. 1. Réseau fluvial du niveau de la Perche (Plaisancien); 2. Sédimentation (Astien).

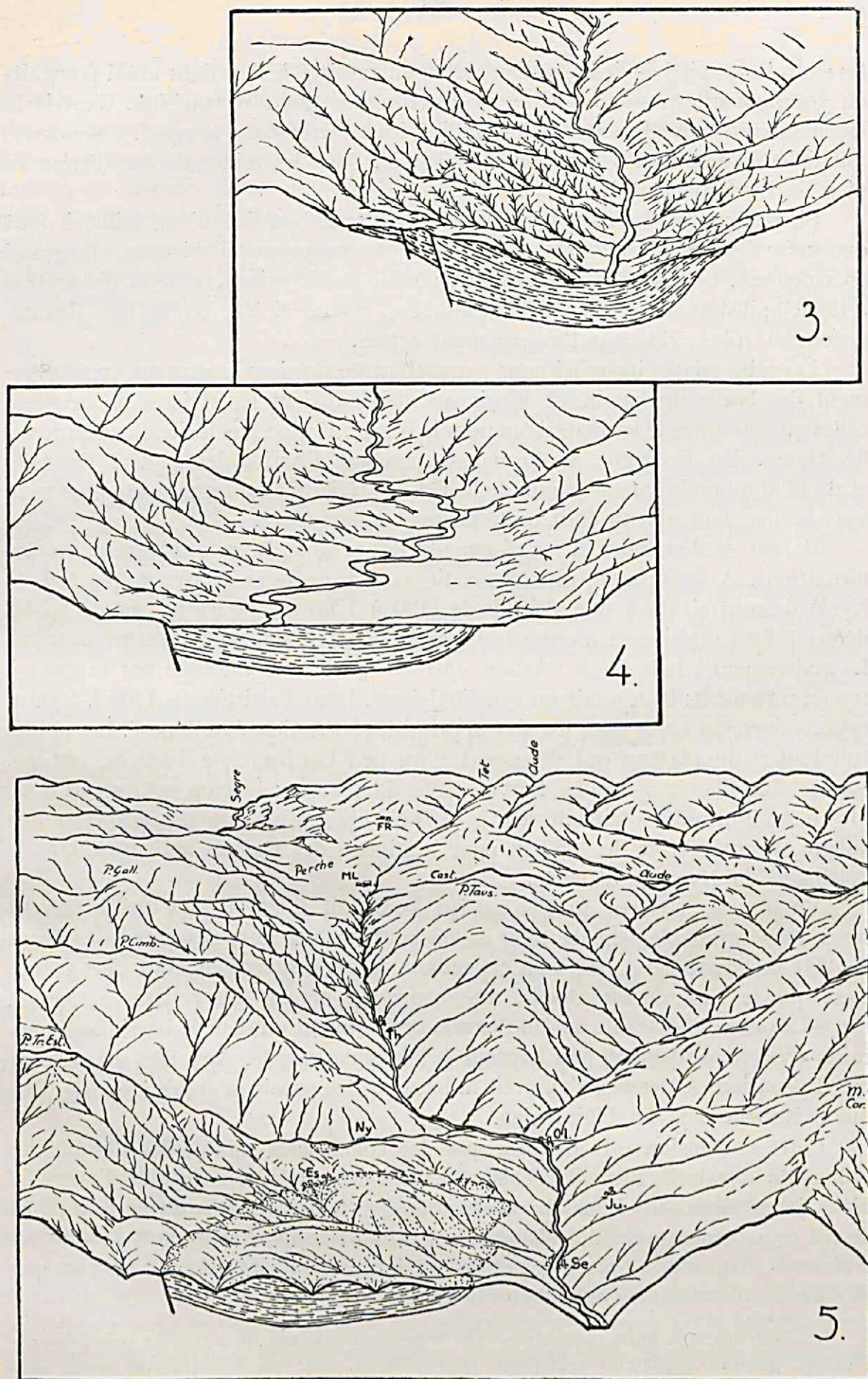


FIG. 21 (suite). 3. Après la dislocation (fin de l'Astien). 4. Formation de la surface d'Escaro (celle de Nyer est conservée comme une terrasse; Villafranchien). 5. État actuel; ML: Mont Louis; Th: Thuès, Ny: Nyer, Ol: Olette, Ju: Jujols, Es: Escaro, Se: Serdinya. Le pointillé indique le territoire occupé par le Pliocène.

les endroits au pied de l'escarpement ont moins résisté à l'érosion; aussi pourrait-on y supposer le passage d'une zone fracturée de moindre cohésion. C'est là la façon suivant laquelle souvent une faille se manifeste dans le relief. Cependant, une telle faille ne s'est pas rencontrée jusqu'ici dans les mines de fer situées au pied de l'escarpement ¹⁾.

Si, par contre, la dislocation a été une flexure au lieu d'une faille, il faut que cette flexure ait été très raide. C'est ce que prouve l'existence du grand escarpement. Celui-ci n'a certainement plus la pente primitive de la dislocation à laquelle il doit son origine. La dislocation, même si elle a été une flexure, a donc été plus raide que l'escarpement actuel.

Les faits relatés jusqu'ici nous permettent de préciser la hauteur du soulèvement des bords du bassin et le niveau qu'occupaient les rivières de l'Astien, celles qui ont apporté les matériaux pour le bassin. Il n'est pas facile d'en retrouver les traces. En Cerdagne se formaient pendant l'Astien les paliers de 1470 et de 1420 m, mais dans le bassin de la Tet, les rivières ayant une pente plus forte vers la mer, leur niveau était probablement moins élevé.

Il faut se demander si les gisements des sédiments en fournissent des informations. A l'endroit le plus élevé où les sédiments se trouvent (plateau de Nyer) ils sont situés à une altitude de 1100 à 1200 m. Pourtant, même là, les déformations ultérieures n'ont pas laissé le dépôt à son emplacement primitif. Le „plissement” de la fin de l'Astien a affaissé partout le Pliocène par rapport à son encadrement: il en a fait un synclinal-fossé. Donc l'altitude de 1100 à 1200 m est certainement au-dessous du niveau primitif où l'Astien s'est déposé. Les points culminants du plateau qui dépassent d'un peu l'altitude de 1200 m, ont été couverts de Pliocène, comme tout le reste du plateau; la base se trouvait donc plus haut. Puisqu'il était inférieur à 1470 ou 1420 m, on pourrait admettre une valeur approximative de 1350 m pour le niveau des rivières astiennes dans le voisinage de Nyer et d'Olette.

Vu que les rivières du Plaisancien coulaient à un niveau qui à présent serait élevé probablement de 1550 m, on peut évaluer le soulèvement des bords de 200 m environ. Le vrai rejet cependant de ces dislocations était plus grand: c'est que le bassin s'est abaissé au-dessous du niveau des rivières astiennes. Les escarpements-de-faille ou -de-flexure, ceux qui entouraient le bassin sédimentaire, avaient également une hauteur totale plus grande. Aux 200 m, résultat des dislocations astiennes, s'ajoutait la hauteur des parois moins raides (fig. 21²) qui existaient déjà au Plaisancien.

Cette conclusion est affirmée par les conclusions auxquelles l'étude des sédiments corrélatifs a mené: l'existence d'un escarpement accusé et d'un relief vif et jeune entourant le bassin. C'est ainsi que nous avons confirmé le rapport de cet escarpement avec des dislocations, rapport supposé déjà dans l'étude des sédiments. En outre, la place de ces dislocations dans l'ensemble des phénomènes et dans la suite des mouvements a été établie.

¹⁾ Toutefois, une faille rencontrée dans le bassin en-dehors du territoire occupé par le Pliocène, pourrait appartenir à la phase post-astienne, celle qui disloquait le bassin sédimentaire.

On serait tenté de chercher des terrasses appartenant à ce niveau, c. à d. aboutissant dans la Tet à l'altitude de 1350 m. Mais il n'est pas du tout certain que, pendant la sédimentation, de larges fonds de vallées se soient jamais formés. C'est que toujours au cours de la sédimentation des éléments très grossiers sont amenés au bassin; donc, une forte érosion s'est effectuée par des rivières à forte pente, qui étaient capables de transporter des cailloux volumineux.

Aussi les terrasses trouvées sous celles de 1600 m ne seront probablement pas équivalentes aux sédiments. Du reste, elles sont généralement plus élevées qu'un niveau de 1350 m ne fait supposer. Ce sont p. e. les replats de 1450 à 1500 m au N d'Olette et de Jujols, de 1400 m au-dessus d'Oreilla, de 1500 m au SE de Nyer. Je suis incliné à les attribuer à un stade un peu plus reculé que la sédimentation: à l'Astien ancien par exemple.

Pendant la sédimentation le bassin continuait de descendre, de sorte que les dépôts devinrent de plus en plus épais. Toutefois, cette descente ne se produisit pas partout jusqu'à la même profondeur. Au milieu du bassin de Prades, par exemple, au moins 400 m de sédiments furent déposés, non compris la partie détruite par l'érosion. Au plateau de Nyer, par contre, le dépôt actuel, qui, en outre, s'est enfoncé encore une fois après l'Astien, ne se trouve que moins de 200 m au-dessous du niveau des rivières astiennes.

Dans cette même période le cadre montagneux a continué probablement de s'élever. Aussi les rivières s'y sont toujours entaillées. C'est ce qu'indique le manque de terrasses bien nettes et la production guère interrompue de matériaux grossiers.

Enfin le mouvement s'est intensifié en devenant un „plissement” accompagné d'un soulèvement qui, cette fois-ci, soulevait le bassin ensemble avec son cadre montagneux (fig. 21³). Au troisième chapitre nous avons décrit les effets de ces dislocations sur les sédiments; au quatrième ceux sur l'érosion. Le dernier chapitre sera consacré à en définir le caractère.

Le bassin, bien que se soulevant ensemble avec le cadre, est resté en arrière, cette fois aussi. Il est bien possible que ce ne soit pas seulement suivant les flexures et les failles-limites visibles qu'il s'est enfoncé. C'est que des zones fracturées, parallèles à ces failles, se trouvent dans le sous-sol ancien en dehors du Pliocène. Même suivant la faille ou la flexure au pied de l'escarpement le mouvement peut s'être produit de nouveau.

L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DES CHAÎNES: „PLISSEMENT” ET MORPHOLOGIE.

Les promontoires.

Sous ce nom nous désignons toutes les chaînes de moyenne montagne, qui à l'W s'attachent aux massifs du Madres et du Canigou. Elles s'étendent, tout en s'abaissant, jusque loin vers l'E, dans la direction de la mer.

Ces régions sont les parties qui opposent le plus de difficultés à l'analyse morphologique. C'est dans ces deux extrémités des massifs qu'est située la zone de déformation qui, nécessairement, est intercalée entre les massifs montagneux soulevés et la plaine côtière où les roches anciennes sont enfoncées au-dessous du niveau de la mer.

Une première difficulté est qu'une telle déformation peut se produire en formes différentes: en faille, en flexure, en pente régulière, en série d'ondulations etc. D'autre part, le phénomène ne s'est pas produit à un moment donné, mais au cours d'une longue évolution. Pendant cette évolution quelques phases à mouvements plus intenses se sont marqués; dans ces phases le caractère du mouvement peut avoir varié. Toutefois, en vue de la descente assez régulière des chaînes au N de la Tet, une déformation en pente quelque peu régulière est le plus probable et nécessite d'admettre une histoire érosive assez simple. Mais à cette déformation simple se sont ajoutés de temps en temps des phénomènes de détail plus complexes, comme par exemple des ondulations.

Il résulte de cette considération que les différents niveaux d'érosion ont été tous déformés, mais pas nécessairement de la même manière. La ligne indiquant leur infléchissement peut avoir une courbure différente. Ensuite, il se peut que la déformation ait eu lieu dans des zones plus ou moins différentes. Donc la distance absolue et relative des surfaces a pu être très variable. Dans ces conditions il ne serait pas utile d'établir quelque évolution hypothétique, qui n'aurait d'autre valeur que celle d'une supposition quelconque. Aussi les chaînes au N de la Tet sont indiquées sur la carte morphologique comme des unités pas plus différenciées.

Description du promontoire au N (comparer fig. 18, p. 48).

Trois chaînes rayonnant au SE du Pic Madres sont importantes. Leur extrémités s'abaissent jusqu'à 1800 m et 1700 m. Il est difficile de dire s'il s'agit d'un niveau à part („Niveau intermédiaire"). On pourrait en douter, vu la répartition limitée de replats à ces altitudes-là. Ils pourraient aussi bien être la suite de l'infléchissement des niveaux plus élevés, phénomène qui aurait accompagné l'affaissement du bassin.

La troisième des trois chaînes, la principale, ne se détache pas du Pic Madres lui-même, mais en est séparé par le Col de Jau. Celui-ci, à 1513 m, représente peut-être, comme les cols plus à l'W, l'ancien réseau de la Tet plaisancienne.

Autour de Mosset, le caractère des chaînes change considérablement. La chaîne au N est couronnée sur une grande longueur d'une plaine ondulante (la Clauze) d'une altitude moyenne de 1100 m. Dans cette plaine des chaînons plus élevés sont répandues. Celles-ci atteignent 1200 et 1300 m (Roc de Roussillon etc.). Le chaînon le plus au NW est attaché aux hauteurs de 1600 à 1700 m.

Dans l'autre direction la plaine ondulante s'abaisse et en même temps les sommets diminuent d'altitude (1170 m, Roque Jalère 1104 m). Enfin la chaîne devient un dos arrondi, à crête aplatie, qui descend lentement. Au point 1024 m (voir p. 42) elle est le plus rapprochée de la Tet, puis la direction devient NE. Au-delà du cirque de Tarerach, l'altitude, devenue d'abord de 850 m, descend jusqu'à 700 m, de sorte que la chaîne ne peut plus y être distinguée des terrasses avec lesquelles elle se soude plus ou moins.

Dans ces conditions on n'a pas de données suffisantes pour ranger le plateau de la Clauze dans un des niveaux connus dans l'intérieur de la montagne. On ne pourrait faire que des suppositions. Pourtant, en voyant la large plaine, on pense involontairement aux larges vallées du niveau de la Perche. Si, vraiment, ces deux phénomènes sont contemporains, les chaînes du „niveau intermédiaire", descendant jusqu'à 1600 m, pourraient représenter le niveau de 2000 m infléchi. Nous venons de le supposer plus haut. Il nous semble impossible et indésirable — vu les données à notre disposition — de pousser plus loin la comparaison de ces surfaces. Peut-être une étude des Corbières adjacentes permettra-t-elle une conclusion plus satisfaisante.

Au nord de la chaîne du Roc Jalère, parallèlement à celle-ci, est située une autre, qui

en présente en grands traits le même caractère. Elle s'approche de plus en plus de la Tet, de sorte que son extrémité orientale fait partie de la bordure du bassin de la Tet. Cette chaîne est plusieurs fois interrompue et ne consiste qu'en montagnes isolées. Après l'interruption de Pézilla, la chaîne regagne l'altitude de 807 m (Col St. Jean); après elle s'abaisse en ondulant à 590 m. Une nouvelle interruption, de 440 m, fait le Col de Belesta.

Après le col, le terrain s'élève en une large colline de formes adoucies, arrondie de toutes parts, dont le sommet a 540 m. Elle est entourée de quelques témoins du plateau de Montalba et du plateau de Caladroi.

Enfin, après le plateau de Caladroi, la Força Réal se dresse jusqu'à 507 m, formant un cône isolé à parois souvent concaves.

Conclusions.

Pour cause nous avons poussé notre description de la bordure montagneuse du bassin jusqu'aux derniers chaînons loin à l'E, quoique leur altitude soit inférieure aux niveaux de la Tet dans la partie occidentale du bassin même. En expliquant l'origine de ces niveaux de la Tet, tous postérieurs au „plissement”, nous avons cherché le prolongement vers l'aval de ces hauts niveaux de Nyer, d'Escaro et de Villefranche. Ceci nous a conduit à l'hypothèse qu'en aval les anciens niveaux s'approchent des niveaux inférieurs et coïncident peut-être avec eux en certains cas. Tout ce qui les surmonte fait alors partie des chaînes anciennes.

Le caractère des chaînes est en harmonie avec ces faits: elles s'abaissent, sans que des paliers très nets se distinguent. Leur formes mûres (par places mêmes concaves) font penser à des éléments exposés depuis longtemps à l'action de l'érosion.

Si ces prolongements des chaînes appartiennent vraiment au cadre ancien du bassin, il en résulte qu'ils ont été témoins du plissement post-astien et qu'ils en ont subi l'influence. Un „plissement” des éléments morphologiques n'existe pas dans les hauts massifs montagneux: la grande horizontalité des plateaux de 2000 m en est la preuve. Du reste, le Néogène entre ces massifs, celui de la Cerdagne, n'est pas non plus vraiment plissé, seulement affaissé suivant des failles. Mais plus près de la fin de la chaîne la situation est différente. Le Pliocène du bassin de la Tet est plutôt ondulé qu'affaissé verticalement; par conséquent, les montagnes enserrant le synclinal ont plus ou moins participé à ces mouvements et représentent alors des anticlinaux plutôt que des „Horst”. L'existence d'un deuxième bassin néogène, celui d'Estagel, au nord de la chaîne, prouve la nature anticlinale de la chaîne, située ainsi entre deux synclinaux.

Cette nature anticlinale explique premièrement que les chaînes se sont conservées malgré l'érosion qui les attaquait des deux côtés: c'était une région à tendance de surélévation. En second lieu on comprend facilement que des niveaux bien définis ne se trouvent plus sur sa crête.

Les Aspres.

Le promontoire méridional a beaucoup d'analogies avec celui au N; mais aussi quelques différences qui en font un pays d'un autre caractère. Les difficultés de l'analyse en sont les mêmes.

Les niveaux de 2000 m se prolongent dans deux chaînes qui s'abaissent tout à fait comme au N de la Tet: ce sont le Puig des Bessis (1777 m) et le Puig de l'Estelle (1738 m). Comme là ils proviennent ou bien d'un infléchissement du Niveau des Fonds des Cirques ou bien ils représentent un niveau intermédiaire. Le premier d'eux est séparé des Aspres par une vallée profonde, leurs rapports ne sont donc plus visibles. Les chaînes, qui sont attachées au second, sont toutes considérablement moins élevées, ce qui pourrait indiquer une déformation à descente rapide. Au N se rattache tout un massif dont les crêtes ont en moyenne 1100 m d'altitude. Elles constituent une surface, ondulant irrégulièrement, culminant dans le sommet arrondi de 1346 m au Col de Montporteil. Ce sommet a l'aspect d'une montagne ancienne dans un pays plus aplati qui s'élève à présent de 1100 m (premier niveau des Aspres). Peut-être pourrait-on le comparer avec le niveau de la Clauze au N de la Tet, qui est à la même altitude, et qui, lui aussi, est surmonté de chaînons atteignant plus de 1300 m. En ce cas, les mouvements des massifs au N et au S de la Tet auraient été les mêmes. Mais la preuve que les deux formes sont contemporaines ne peut être donnée.

La chaîne centrale des Aspres s'abaisse régulièrement vers l'E. Des culminations atteignent 897 m et 871 m. Puis vient une série de sommets formant le deuxième niveau de moins de 800 m. Le Mt. Ste. Hélène, qui y appartient, est déjà une montagne isolée dans une contrée moins élevée, grâce à sa composition de calcaire dévonien dans un pays de schistes siluriens. Aussi dans ces schistes un troisième niveau se trouve à moins de 700 m. Ces chaînes s'y abaissent ensuite régulièrement à partir de 680 m.

L'extrémité du NE près de Thuir présente quelques particularités qu'il faut mentionner. C'est là que le calcaire dévonien réapparaît, ce qui a exercé une grande influence sur le relief. Les derniers promontoires seraient attaqués facilement, s'ils se composaient de schiste tendre. Mais dans le calcaire l'ancienne surface est conservée jusqu'à la plaine. Le promontoire lui-même n'est guère attaqué par les ruisseaux dans le schiste, tendant à le séparer du corps de la montagne (à Castelnau). Depuis son sommet à l'W, de 446 m, il s'incline avec une pente régulière vers l'E.

Dans le plan incliné de cette „cause de Thuir” il faut voir, sans doute, une ancienne surface, penchée plus tard; elle est indépendante des couches du calcaire qui y sont, en partie, presque verticales. (Seulement à son pied, à 300 m environ, une des surfaces plus récentes s'est incisée.) Naturellement, il est impossible de dire laquelle des surfaces anciennes se manifeste à Thuir; il est aussi probable que c'est l'une que l'autre; ou plutôt: l'une et l'autre en même temps. C'est que la cause pourrait coïncider avec plusieurs d'elles.

Qu'il s'agisse d'une surface ancienne, c'est ce qui est prouvé également par l'existence de lambeaux de dépôts grossiers sur la pente même de la cause. Ces dépôts sont considérés par M. Mengel (selon la feuille de Prades) comme représentant l'Astien du Roussillon oriental (voir: Gisements de Thuir, p. 17).

Voici comment la montagne se termine suivant une flexure assez prononcée. Les hauts niveaux descendent rapidement et se prolongent dans les plans de stratification des couches pliocènes du Roussillon au-dessous de la surface du sol. Les niveaux plus récents, moins élevés dans l'intérieur de la montagne, se prolongent, par contre, dans les dépôts *supérieurs* du Roussillon et ont, par conséquent, une moindre pente. C'est ici l'endroit où les anciens niveaux déformés croisent les niveaux moins anciens et plus horizontaux.

Les Aspres ne sont nullement une chaîne étroite entre deux bassins comme le promontoire au N de la Tet; ils ne sont donc pas voûtés en anticlinal. C'est plutôt un massif plus homogène, qui, sans doute, a subi plusieurs mouvements, mais qui n'est pas „plissé”. C'est donc un bloc, bordé de flexures (de part et d'autre peut-être de failles). Mais, bien que très large, ce bloc joue le rôle d'un anticlinal, puisque au S il est bordé à son tour d'une nouvelle dépression synclinale, celle de la Tech.

CHAPITRE VI

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES CONCLUSIONS.

CHRONOLOGIE COMPARÉE.

Avant de comparer la succession d'accidents du bassin de la Tet avec la chronologie tectonique plus générale d'ailleurs, il est utile de résumer la répartition chronologique des mouvements du bassin, donc leur succession dans le temps.

Le Pontien était une période de tranquillité tectonique. Toutefois, les épaisses couches de sédiments miocènes indiquent qu'une zone élongée s'est abaissée régulièrement.

Une première phase de mouvements plus violents se produisit au commencement du Plaisancien: c'était l'affaissement de la Cerdagne et du Roussillon. La période plaisancienne elle-même, par contre, était de nouveau un temps de tranquillité. Celui-ci se continuait peut-être pendant l'Astien inférieur; cependant, vu le caractère des sédiments du Roussillon, on dirait que des mouvements se seraient produits.

Vers le milieu de l'Astien l'affaissement du bassin de la Tet devint plus intense: ce ne fut pas seulement un affaissement relatif (par rapport aux massifs voisins), mais cette fois-ci le bassin descendit au-dessous du niveau d'équilibre des rivières. Toutefois, cette descente s'est poursuivie régulièrement pendant le reste de la période astienne.

Ce n'était qu'à la fin de l'Astien que le „plissement” eut lieu. Ce „plissement” fut accompagné d'un soulèvement de la chaîne toute entière, y compris le bassin. Depuis lors, le bassin forme plus ou moins une unité avec le corps de la montagne et en fait les mêmes mouvements.

En comparant la suite de ces divers mouvements dans le bassin de la Tet avec le schéma de M. Stille (42, 1924), on observe un accord partiel avec les phases orogéniques de ce schéma. Toutefois, des différences ne manquent pas.

La tranquillité tectonique des Pyrénées Orientales pendant le Pontien s'accorde très bien avec celle des autres pays. Des accidents orogéniques font défaut: l'enfoncement lent du bassin à lignites de la Cerdagne est un phénomène d'ordre épirogénique.

A la phase rhodanienne appartient évidemment la formation des failles en Cerdagne et dans la plaine de la Perche. Dans le Roussillon elle se manifeste dans l'envahissement marin et la formation des escarpements côtiers.

En ce qui concerne la période post-pontienne, M. Stille n'admet qu'une

seule orogénèse à la fin du Pliocène, donc après l'Astien, bien qu'une „Vorphase” ne lui semble pas impossible.

Dans notre région cependant, on distingue en tout cas deux phases de mouvements plus intenses. La première est celle entre l'Astien inférieur et supérieur. C'est la phase qui a causé la discordance entre les deux divisions de l'Astien dans le Roussillon, ainsi que l'affaissement du bassin de la Tet par rapport à sa bordure. En Cerdagne des effondrements du même genre se sont produits.

Le „plissement” des sédiments du bassin de la Tet, ainsi que la formation de failles dans le Roussillon, représentent évidemment la „phase walachienne”.

LES DIRECTIONS NÉOGÈNES.

Les directions des dislocations néogènes, comparés avec celles de l'orogénèse varistique et de l'orogénèse pyrénéenne, ne coïncident avec aucune de ces deux.

Qu'il y ait un angle entre les directions varistiques et néogènes, c'est ce qui est bien naturel. Cet angle s'observe nettement, le bassin étant entouré de plis varistiques qui butent contre les bords du bassin.

La divergence entre les directions pyrénéennes et néogènes est plus difficile à démontrer. C'est seulement depuis que M. Raguin (38, 1933) a trouvé

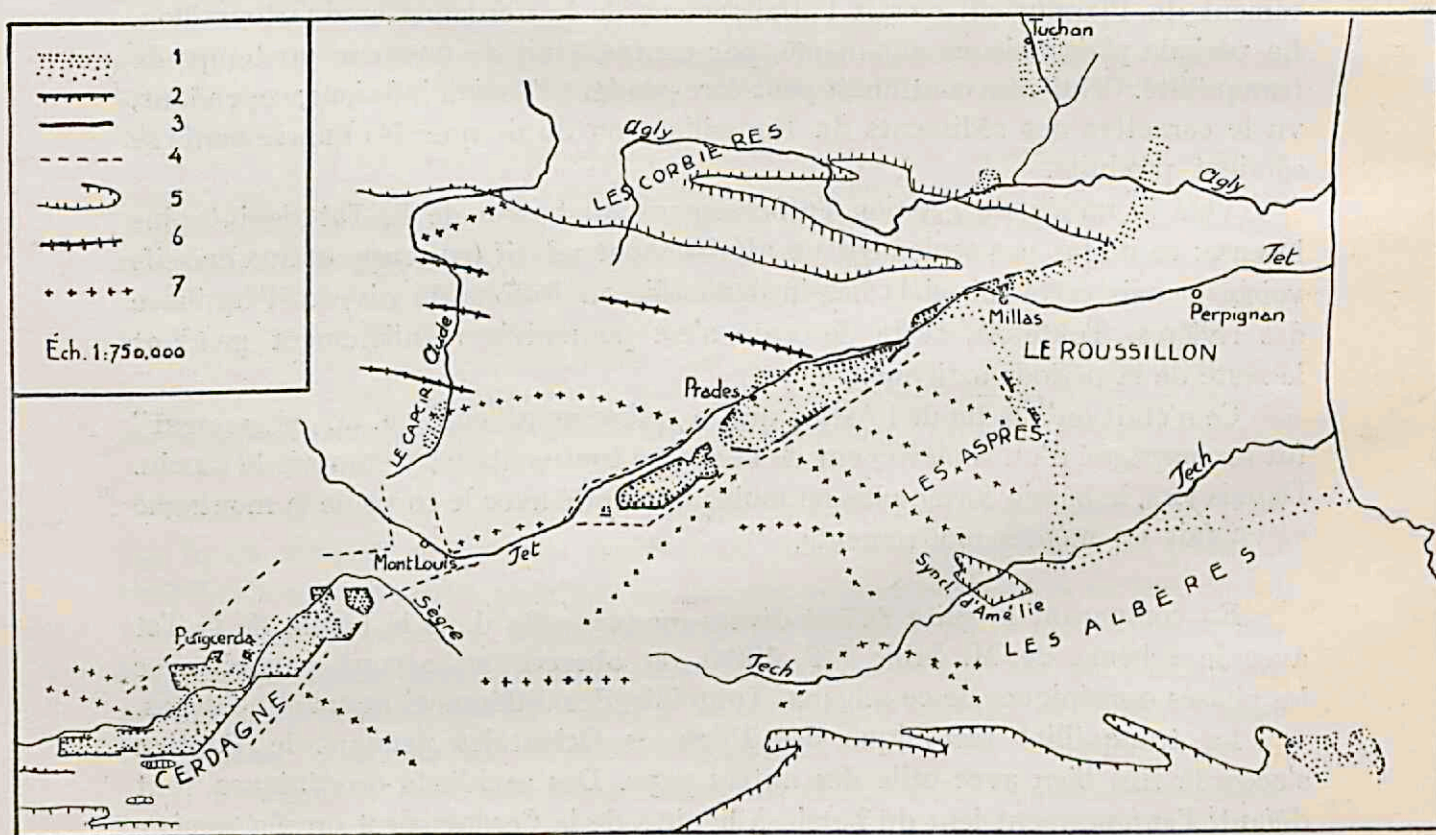


Fig. 22. Carte schématique des directions orogéniques.

1. Terrain néogène. 2, 3. Failles et flexures du terrain néogène. 4. Dislocations néogènes supposées (indiquées approximativement). 5. Terrain mésozoïque et paléogène. 6. Dislocations pyrénéennes du granite de Millas (d'après Raguin). 7. Synclinaux varistiques (simplifiés d'après Carez).

des dislocations pyrénéennes dans le massif granitique de Millas, qu'elle est bien visible. L'angle entre les deux directions est d'une quarantaine de degrés. Les dislocations du massif granitique sont, du reste, parallèles à celles des terrains mésozoïques dans les Corbières et dans les environs d'Amélie.

La divergence entre les dislocations pyrénéennes et néogènes démontre une fois de plus l'indépendance des phases orogéniques néogènes. Celles-ci forment dans leur ensemble une évolution tectonique qui diffère complètement des phases plus anciennes. Mais les phases néogènes entre elles constituent plus ou moins une unité, les mouvements qui se sont succédé étant tous du même genre. C'était donc plutôt un seul mouvement qui se continuait toujours. Aussi les „phases orogéniques” de Stille (42, 1924) ont ici surtout la valeur d'une plus grande intensité des mêmes mouvements qui se produisirent aussi bien, mais plus lentement, dans les périodes „épirogéniques”.

Depuis que les argiles à lignites furent accumulées pendant le Pontien dans une dépression longitudinale, celle-ci s'est de plus en plus accentuée. Tantôt ce fut la Cerdagne, tantôt le bassin de la Tet, la Perche ou le Roussillon qui furent enfoncés par rapport aux massifs environnants. Aussi, bien que le fossé longitudinal Sègre-Tet soit le résultat d'une longue histoire tectonique, il constitue une unité structurale.

Il est à remarquer que ce fossé longitudinal ne coupe pas seulement les directions des plis pyrénéens, mais aussi la direction de la chaîne montagneuse comme telle. C'est que celle-ci suit à peu près la direction de la grande orogénèse pyrénéenne et y est évidemment liée en quelque sorte. C'est là un fait assez curieux, puisque le relèvement de la chaîne de montagnes date en grande partie d'après le Pontien. Il semble qu'une tendance de surélévation s'est préservée dans les racines des plis pyrénéens, malgré la longue période de tranquillité tectonique pendant laquelle tout le massif fut fortement dénudé.

Le système de dislocations néogènes était donc un trait nouveau, superposé au relèvement suivant les directions anciennes. Un nouveau système de forces a dû coopérer avec les forces du soulèvement pour former ce curieux fossé sémi-longitudinal, coupant la montagne en direction oblique.

La tectonique néogène du fossé de la Tet fait, du reste, partie de celle de toute la Catalogne. Je n'ai qu'à mentionner, quant à la Catalogne, les failles, le volcanisme, les ondulations à grande courbure (Panzer, 33, 1926), et surtout le fossé de la chaîne côtière catalane qui ressemble beaucoup à celui de la Sègre Tet et y est parallèle (Schriel, 40, 1929)¹⁾.

CARACTÈRE DES MOUVEMENTS.

Pendant l'évolution du fossé, le caractère des mouvements, tout en restant le même dans son sens général, a varié quant à la forme des dislocations. Aux

¹⁾ Les tremblements de terre prouvent que l'action tectonique se continue jusqu'à nos jours. Il faut les rattacher aux dislocations néogènes, plutôt qu'aux dislocations plus anciennes. Nous nous sommes abstenus de traiter ici les travaux de M. Mengel à ce sujet.

formes les plus simples appartiennent les failles qui entourent le terrain miocène de la Cerdagne. D'un autre type sont les ondulations à grande courbure comme celle du bassin de la Cerdagne, se remplissant d'argiles et de lignites pendant le Pontien. D'une partie des dislocations le caractère n'est pas connu avec exactitude: c'est le cas de l'affaissement au milieu de l'Astien du bassin sédimentaire de la Tet (voir p. 55). Il en est de même de l'affaissement de la Perche avant le Plaisancien, bien qu'un caractère de faille y soit le plus probable, l'effondrement contemporain de la Cerdagne s'étant produit aussi suivant des failles.

Le plus important pour nous sont cependant les dislocations, à la fin de l'Astien, des sédiments du bassin de la Tet. En parlant de la tectonique du bassin, nous avons démontré que, par suite de ces dislocations, le bassin sédimentaire s'est transformé en un synclinal. Seulement la partie centrale en fut préservée, tandis que les parties périphères furent enlevées par l'érosion. Une telle disposition se rapproche de celle d'un „Beckengraben” (bassin-fossé). C'est qu'un tel bassin-fossé est composé lui-aussi d'un bassin sédimentaire, résultat d'une longue descente régulière, s'étant ensuite enfoncé suivant des failles. Toutefois, ce ne sont pas seulement des failles qui ont produit la dislocation du bassin de la Tet.

Auparavant nous avons parlé provisoirement de „plissement”. Bien que les couches de l'Astien forment vraiment une espèce de synclinal, celui-ci a quelques traits qui le distinguent d'un vrai synclinal ordinaire. C'est que les flancs passent souvent à des failles qui sont inclinées vers le bassin, ce qui est contraire au caractère d'un plissement. Un plissement, étant généralement une réaction de la matière plissée contre une poussée, tend à diminuer l'étendue horizontale, et effectue donc un raccourcissement. Or, une faille „normale” avec pente vers le bloc enfoncé tend évidemment à étendre un massif quelconque. Une combinaison des deux dislocations contraires exige donc une explication.

Un tel phénomène s'explique plus ou moins, si l'on considère l'affaissement relatif du fossé comme l'action principale. C'est, du reste, en accord avec les faits, vu que cet affaissement fait partie d'une longue suite de mouvements analogues,

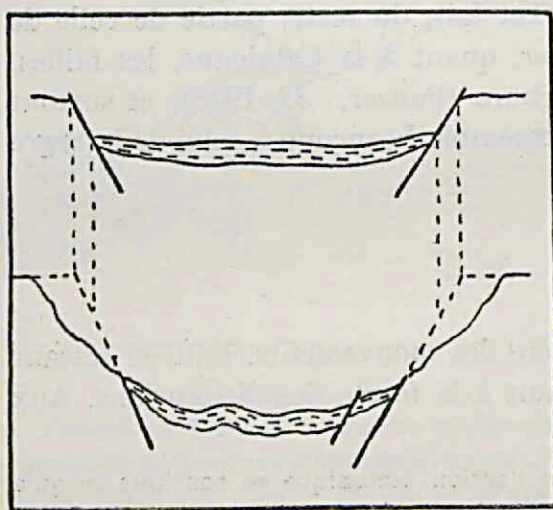


Fig. 23.

interrompus une fois seulement par le „plissement”. Les failles plongeant vers l'intérieur du bassin sont également la règle dans ces types de fossés (Haut-Rhin, Catalogne, etc.). Si le relèvement des deux massifs à côté se poursuit et que le fossé continue à descendre par rapport à ces deux massifs, le bloc enfoncé (donc le bassin) sera de plus en plus serré, puisque le fossé devient plus étroit, à mesure qu'on descend. Aussi, au cas d'une descente prolongée, seul le milieu s'affaisse plus profondément et les bords, restant plus hauts, auront une inclinaison vers le bassin.

C'est seulement de cette manière-là que la descente peut se poursuivre, puisque les couches inclinées occupent une moindre étendue horizontale que des couches horizontales.

Selon cette hypothèse le „plissement” serait dû surtout à des forces verticales: soulèvement des deux massifs voisins, enfoncement du bassin dans un fossé devenant de plus en plus étroit vers le fond. Bien entendu à ces forces verticales se sont ajoutées d'autres qui ont eu la tendance d'éloigner les deux blocs l'un de l'autre. Mais l'action principale était tout de même l'enfoncement relatif du fossé.

Rapports avec la „Grossfaltung”.

On serait tenté de rapprocher le type tectonique décrit des „Grossfalten”, ondulations à grande courbure, ou mégondulations („Undationen”). Sous ce nom furent décrits — surtout par les morphologues — des phénomènes variés depuis de vagues ondulations faibles jusqu'aux plissements intenses. W. Penck y englobe de vrais plissements; aussi il l'attribue à une poussée horizontale. M. Stille, par contre, considère le phénomène comme épirogénique; les plissements intenses seraient dûs, selon lui, à une orogénèse qui interrompit la „Grossfaltung”.

Cependant, les dislocations du bassin de la Tet diffèrent de ces types-là. C'est que les affaissements suivant des failles inclinées en sont le trait prédominant et que les bombements et la formation d'un large synclinal n'en sont que des phénomènes accompagnant cet affaissement. Toutefois, la bordure orientale des Pyrénées a des rapports aussi avec la „Grossfaltung”: surtout en ce qui concerne la division en une série de chaînes de caractère anticlinal, séparant des bassins de sédimentation d'un caractère synclinal.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE.

- B. C. G. F. Bull. de la Carte géol. de la France.
 B. S. Agr. Sc. P.O. Bull. de la Soc. Agricole, Scientifique et Littéraire des Pyrénées-Orientales, Perpignan.
 B. S. G. F. Bull. de la Soc. géol. de France.
 C. R. Ac. Sc. Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.
 C. R. Coll. Compte-Rendus des Collaborateurs.
1. 1934. H. ASHAUER, Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Kl. (3. Folge) H. 10, 1934.
 2. 1914/15. R. BLANCHARD, La morphologie des Pyrénées françaises. Ann. de Géogr. 23/24, 1914/15.
 3. 1934. H. BOISSEVAIN, Étude géologique et géomorphologique de la vallée de la Haute Sègre (Pyr. Catal.). Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, 1934. (Thèse Utrecht.)
 4. 1843. M. BRAUN (Lettre à M. Bronn). N. Jahrb. f. Min., 1843.
 5. 1908/09. L. CAREZ, La Géologie des Pyrénées françaises. Mém. Carte géol. de la France, Vol. V, 1908, VI, 1909.
 6. 1929. M. CHEVALIER, Aperçu sur la physiographie générale de la Catalogne. Géol. Méd. Occ. Vol. I (Partie II), no. 2, 1929.
 7. 1930. — Tectonique de la Catalogne. Géol. Méd. Occ. Vol. II (Partie I), no. 3, 1930.
 8. 1934. L. CONILL, Notes scientifiques sur Vernet-les-Bains. B. S. Agr. Sc. P. O. 58, 1934.
 9. 1885. CH. DEPÉRET, Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Thèse, Paris 1885.
 10. 1905. — Aperçu sommaire sur la géologie du massif du Canigou. B. S. Agr. Sc. P. O. 46, 1905.
 11. 1907/11. — Carte géologique de la France, feuilles de Perpignan (en partie), 1907; de Quillan (partie SE), 1909; de Céret, 1911; avec Notices explicatives.
 12. 1927. M. GIGNOUX et P. FALLOT, Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. C. Rend. 14e Congr. Géol. Int. (Espagne 1926), 1927.
 13. 1930. CH. JACOB, Zone axiale, versants sud et nord des Pyrénées. Livre Jubilaire Centenaire Soc. Géol. de France, II, 1930.
 14. 1866. CH. MARTINS, Note (Aperçu) géol. sur la vallée du Vernet, et la distinction des fausses et vraies moraines dans les Pyr. orientales. B. S. G. F. (2^e s.) 11, 1854 (répr. dans: „Du Spitzberg au Sahara", Paris 1866).
 15. 1907. O. MENGEL, Essai sur le creusement des vallées de la Tet et du Tech (Notes géologiques II). B. S. Agr. Sc. P. O. 48, 1907.
 16. 1907. — Feuilles de Prades et Céret: Tertiaire. B. C. G. F. 17 (no. 115), C. R. Coll. 1906 (1907).
 17. 1911. — Feuilles de Prades etc.: Tertiaire du Roussillon et de la Cerdagne. B. C. G. F. 21 (no. 128). C. R. Coll. 1910 (1911).
 18. 1912. — Études de Géographie Physique sur les Pyrénées Catalanes. Bull. Section Canigou Cl. Alpin Fr. 1911 (1912).

Chapitre V. CADRE MONTAGNEUX.	47
Introduction, Comparaison avec la Cerdagne	47
Niveau des Fonds des Cirques autour du bassin de la Tet	49
<i>Les hauts plateaux au S de la Tet</i>	50
<i>Le Canigou</i>	51
<i>Le massif du Pic Madres</i>	51
<i>Conclusions</i>	51
Niveau de la Perche	52
Formation du Bassin de la Tet	55
L'extrémité orientale des chaînes: plissement et morphologie	59
<i>Les promontoires</i>	59
<i>Description du promontoire au N</i>	60
<i>Conclusions</i>	61
<i>Les Aspres</i>	61
Chapitre VI. REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES CONCLUSIONS	63
Chronologie comparée	63
Les directions néogènes	64
Caractère des mouvements	65
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE	69

EXPLICATION DE LA CARTE MORPHOLOGIQUE

Equidistance 200 m (traits interrompus: équidistance 100 m).

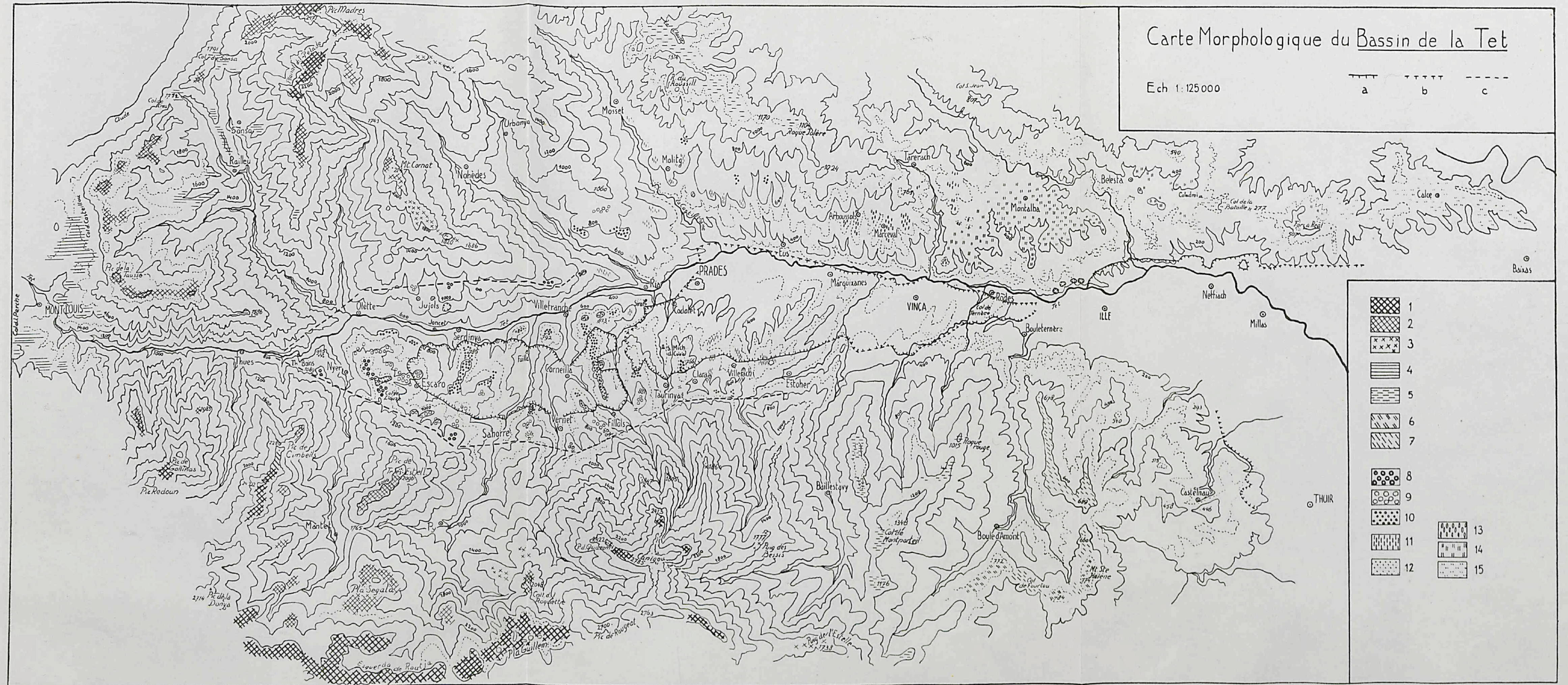
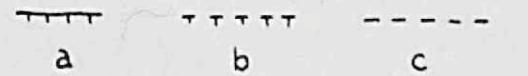
Le Nord se trouve à 25° à droite de la direction verticale de la carte.

- a: Limite du Pliocène; dislocations de la fin de l'Astien.
- b: Limite supposée du Pliocène.
- c: Emplacement approximatif des dislocations ayant formé le bassin sédimentaire.

- 1. Niveau des Fonds des Cirques supérieur.
- 2. Niveau des Fonds des Cirques inférieur.
- 3. Niveau intermédiaire.
- 4. Niveau de la Perche.
- 5. Premier niveau des Aspres; niveau de la Clauze.
- 6. Deuxième niveau des Aspres.
- 7. Troisième niveau des Aspres.
- 8. Niveau de Nyer.
- 9. Niveau d'Escaro.
- 10. Niveau de Villefranche.
- 11. Niveau de Villerach.
- 12. Niveau de Marquixanes.
- 13. Surface d'Arboussols.
- 14. Surface de Montalba.
- 15. Surface de Caladroi.

Carte Morphologique du Bassin de la Tet

Ech 1:125 000



STELLINGEN

I

De achterwaartsche erosie wordt door de meeste onderzoekers, ook b.v. door PHILIPPSON, onvoldoende verklaard.

II

De opvatting van SOERGEL en anderen, dat rijzing van de zeespiegel steeds hernieuwde diepte-erosie tengevolge heeft, is in haar algemeene vorm onjuist.

III

De meetkundige behandeling van tectonische vraagstukken dient uit te gaan van de ware „tectonische stijl” der objecten en niet van te sterk vereenvoudigde geconstrueerde vormen.

IV

De Sociale Geographie dient het landschap te zien als de uiting van het zich, in verband met structuur en ontwikkeling der bevolking, omvormende productieproces. Daardoor kan het landschap voor haar soms begin, maar nooit einddoel van het onderzoek zijn.

V

Productus sumatrensis is geen gidsfossiel voor het Perm.

VI

De variabiliteit der gesteenten van het „Bushveld Igneous Complex” is het gevolg van magma-differentiatie; ten onrechte echter is DALY van meening dat de differentiatie-producten betrekkelijk kort na elkaar geïntrudeerd zijn.

VII

Hoewel klimaatsveranderingen, in het bijzonder de diluviale, door BROOKS niet geheel afdoende zijn verklaard, verdienen zijn opvattingen de volle aandacht.

VIII

Ten onrechte meent CHABOT voor een aantal plooiketens in de Westelijke Jura te hebben aangetoond, dat zij door een tweede plooijing zijn ontstaan.

IX

De Penninische dekbladen zijn in hoofdzaak in prae-tertiaire tijd gevormd.

X

Heliopora en *Heliolites* vertoonen geen dimorphie.

XI

Het als „Grossfaltung” beschreven plooïngstype der Andine-ketens in NW-Argentinië sluit zich aan bij de „Rahmenfaltung”.

XII

Het is gewenscht om bij het onderwijs in de Aardrijkskunde niet uit te gaan van de Landbeschrijving, doch van de afzonderlijke verschijnselen, die voor de Geographie van belang zijn, in hun samenhang en verspreiding over de geheele aarde. De landbeschrijving dient hieruit, deels door zelf-werkzaamheid der leerlingen, te worden afgeleid.
