



# L'évolution morphologique du bassin de l'Ardèche

<https://hdl.handle.net/1874/306391>

g.v. 192, 1937 (quarto - portef.)

# L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BASSIN DE L'ARDÈCHE

P. B. VERMEIJ

BIBLIOTHEEK DER  
RIJKSUNIVERSITEIT  
UTRECHT.

U.  
2

A. qu.  
192



UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK UTRECHT



3594 3871

# L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BASSIN DE L'ARDÈCHE

## 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. W. E. RINGER, HOOGLEERAAR IN DE  
FACULTEIT DER GENEESKUNDE, VOLGENS  
BESLUIT VAN DEN SENAAT DER UNIVER-  
SITEIT TE VERDEDIGEN TEGEN DE BEDEN-  
KINGEN VAN DE FACULTEITEN DER WIS-  
EN NATUURKUNDE EN DER LETTEREN EN  
WIJSBEGEERTE OP DINSDAG 22 JUNI 1937,  
DES NAMIDDAGS TE 4 UUR

DOOR

PIETER BASTIAAN VERMEIJ  
GEBOREN TE DORDRECHT

N.V. A. OOSTHOEK'S UITGEVERS-MIJ. — UTRECHT 1937

BIBLIOTHEEK DER  
RIJKSUNIVERSITEIT  
UTRECHT:



AAN MIJN VROUW



## VOORWOORD.

Gaarne neem ik deze gelegenheid te baat, allen, die mij bij mijn arbeid behulpzaam zijn geweest, te bedanken.

Tijdens mijn studie voor de akte M. O. waart gij het, Hooggeleerde OESTREICH, hooggeschatte Promotor, die mij de oogen hebt geopend voor den vormenrijkdom van het aardoppervlak. Met Uwe medewerking in staat gesteld, mijn inzicht te verdiepen door de academische studie der Physische Geographie, mocht het mij gelukken te geraken tot een min of meer zelfstandigen arbeid.

De vreugde, die mij daardoor deelachtig werd, beschouw ik als een der grootste schatten, welke ik mocht verwerven.

Uwe toewijding, Uw plichtsgevoel waren mij bakens op eigen weg.

Hooggeleerde VAN VUREN, zoo mijn onderwijs doordrongen mocht zijn van het streven mijne leerlingen sociaal verantwoordelikheidsgevoel bij te brengen, dan heb ik dat mede aan Uw onderwijs te danken.

Hooggeleerde VAN EVERDINGEN, de belangstelling, welke gij hebt getoond voor mijn studie, vervult mij met diepe erkentelijkheid.

Uwe colleges, Hooggeleerde VENING MEINESZ, zullen mij steeds in zeer aangename herinnering blijven.

Zeergeleerde Mej. HOL, Uw goede zorgen hebben, als zoovelen, ook steeds mij omringd. Dat mijn studie mij meer kon zijn dan intellectueele bezigheid, heb ik mede aan U te danken.

De collega's Mej. H. VAN MENSCH en de Heer Buys hebben mij ten zeerste aan zich verplicht door de hulp verleend bij het vertalen en bij het nazien van de drukproeven. Zonder hun hulp ware de vertaling mij niet gelukt.

Ook den Heer MIDDELHOEK moet ik van harte dank zeggen voor de wijze, waarop hij mijn poovere schetsen persklaar heeft gemaakt.

En finissant cette étude, je m'estime heureux de pouvoir remercier tous ceux en France et en Hollande, qui m'ont aidé.

Parmi les premiers c'est surtout M. E. REYNIER, qui m'a secouru en toute amitié avec sa grande connaissance du pays.

Mais il ne me faudrait pas oublier non plus tous ceux, qui m'ont facilité ma tâche, dans les villages, le long des chemins et dans le terrain.

En Hollande je dois une profonde reconnaissance à M. le professeur OESTREICH, qui s'est donné la peine, de me faire profiter dans le terrain de sa perspicacité.

Parmi les autres, qui m'ont beaucoup obligé, je compte Mlle H. VAN MENSCH, mon habile traductrice, et M. MIDDELHOEK, qui de sa plume artistique s'est chargé de mes illustrations.



## TABLE DES MATIÈRES.

1. Voorwoord . . . . .
  2. Le climat facteur du relief, et son influence sur le régime fluviatil . . . . .
  3. Le Velay et la région des sources . . . . .
  4. La vallée du Rhône . . . . .
  5. Résumé stratigraphique. Le commencement de l'évolution continentale.
  6. Le Coiron. . . . .
  7. La zone triasique . . . . .
  8. La zone dénudée . . . . .
  9. Le Bas-Vivarais calcaire . . . . .
  10. Résumé . . . . .
  11. Bibliographie . . . . .
  12. Table des Figures . . . . .
  13. Table des Matières . . . . .
-



## LE CLIMAT FACTEUR DU RELIEF, ET SON INFLUENCE SUR LE RÉGIME FLUVIATIL.

Pas loin du Nord de l'embouchure de l'Ardèche dans le Rhône est situé le village de Donzère et c'est là, que commence, comme on dit généralement, la région au climat méditerranéen. C'est l'olivier, qui est regardé comme caractéristique pour ce climat. Cependant, poser une limite climatologique à cause de cela ne serait pas tout à fait exact.

M. LENOBLÉ (30) a contrôlé la limite septentrionale d'un certain nombre de plantes méditerranéennes. Le pin d'Alep, *Pinus halepensis*, n'atteint pas Donzère, mais va jusqu'à Vallon.

Le chêne-vert, *Quercus ilex*, arbre méditerranéen par excellence, est trouvé au Nord de l'Erieux et sur les pentes de la Dent-de-Rez jusqu'à 600 m. d'altitude.

M. LENOBLÉ conclut: „Si Donzère est la porte de la Provence, Livron et La Voulte en sont le vestibule.”

La flore indique des transitions graduelles du climat. Et comme M. FAUCHER (20) l'a remarqué, le type des fermes change aussi avec le climat et le sol.

Les grands bâtiments du Bas-Dauphiné sont remplacés peu à peu par des maisons plus petites et plus simples de la vallée du Rhône.

Les tableaux des moyennes mensuelles et annuelles de température nous donnent une idée claire de ce qui se passe<sup>1)</sup>.

Lufttemperatur, °C.

Höhe m.	Lyon 175	Avignon 22	Montpellier 36	Marseille 75
Jahre	1851—1900	1851—1900	1851—1900	1851—1900
Jan.	1.7	4.1	5.1	6.3
Febr.	3.6	6.4	6.6	7.4
März	6.6	9.5	8.9	9.2
April	10.9	13.2	12.5	12.6
Mai	14.4	17.2	16.2	16.2
Juni	18.0	21.4	19.8	19.8
Juli	20.1	24.1	22.7	22.4
Aug.	19.3	22.9	22.0	21.7
Sept.	16.1	19.0	18.6	18.9
Oct.	11.0	13.7	13.9	14.6
Nov.	5.8	8.4	9.0	9.9
Dec.	1.8	4.6	5.6	6.8
Jahr.	10.8	13.7	13.4	13.8
Schwank.	18.4	20	17.6	16.1

<sup>1)</sup> W. Köppen und R. Geiger, *Klimakunde von Mittel- und Südeuropa*, Bd III, Berlin 1932, p. 154, 155.

## 2 LE CLIMAT FACTEUR DU RELIEF, ET SON INFLUENCE SUR LE RÉGIME FLUVIATILE

Il s'ensuit:

1. Dans le couloir rhodanien la température annuelle accroît vers le Sud.
2. Les températures mensuelles augmentent de Lyon à Avignon.
3. De mars jusqu'à octobre les températures mensuelles sont plus élevées à Avignon qu'à Marseille; d'octobre à mars elles sont plus basses.
4. Les écarts entre les températures mensuelles de Marseille et de Lyon sont beaucoup plus grands en hiver qu'en été.
5. Le climat de Lyon est de type continental; celui de Marseille est méditerranéen.

6. Il n'y a pas de limite prononcée entre ces domaines climatologiques.

Donc s'il se fait constater que la transition du climat est graduelle du Nord vers le Sud, dans la direction Ouest-Est elle est beaucoup plus accentuée.

Il est clair que le Plateau Central contraste vivement avec la vallée méridionale du Rhône. En hiver il porte une couche épaisse de neige pendant de longs mois; en été la température journalière y monte formidablement, tandis que les nuits y sont froides.

Sur le plateau il faut s'attendre à des pluies à tout moment; la vallée au contraire connaît une sécheresse estivale prononcée, le maximum de précipitation se trouve en automne.

Köppen—Geiger mentionnent:

Chutes de pluies en m.m.

	Clermont Ferrand.	Puy de Dôme.	Avignon.	Montpellier.
Höhe m.	388	1467	22	36
Jahre	1851—1900	1851—1900	1851—1900	1851—1900
Jan.	34	162	39	76
Febr.	34	150	39	65
März	43	162	40	58
April	50	138	51	65
Mai	68	120	62	66
Juni	81	138	52	50
Juli	61	119	28	24
Aug.	66	134	52	45
Sept.	70	134	73	77
Oct.	56	136	88	96
Nov.	42	128	66	82
Dec.	32	140	45	55
Jahr	646	1683	645	770

Dans la région dont il est question ci-dessus, se trouve aussi le Bas-Vivarais. Le Bas-Vivarais fait part des dites grandes formes géomorphologiques. A l'Ouest est un plateau de 1200 m. d'altitude; des plateaux moins élevés s'étendent le long du Rhône. Entre ces deux régions, les Cévennes forment un glacis. Les formes individuelles du terrain, les chaînes de montagnes, influencent le

climat du „Hinterland” et sont influencées à leur tour par l'exposition des pentes, soit vers le Sud, soit vers une autre direction; elles alternent sur une petite distance.

Les „Ponts et Chaussées” notent depuis longtemps les chutes de pluies dans quelques postes de l'Ardèche et de l'Allier.

Du point de vue géomorphologique ce sont les vents du Sud et du Sud-Est, qui sont les plus importants pour la bordure orientale du plateau Central. Ils amènent les pluies torrentielles sur les pentes cévenoles, et rendent l'Ardèche le département le plus arrosé de tous les départements voisins.

La pluie y est le plus abondante en automne. Elle est souvent de caractère torrentiel.

On a essayé d'expliquer ce phénomène, mais, faute d'assez nombreuses notations et indications, cet effort manque de nous satisfaire.

Bénévent (3) et Angot (44) mentionnent des chiffres des pluies. Angot (44) donne:

La France	770 à 780 mm.
Haute-Loire	785 "
Drôme	878 "
Hérault	887 "
Gard	971 "
Lozère	1109 "
Isère	1125 "
Ardèche	1181 "

Grâce aux pluies d'octobre les stations cévenoles dépassent de beaucoup le moyen de 1181 mm. de l'Ardèche.

M. REYNIER (44) donne à la page 70 de son dernier ouvrage un tableau, auquel nous empruntons les chiffres suivants:

Valgorge	par an	1781 mm,	en octobre	257 mm.
Villefort	" "	2028 "	" "	318 "
N. D. des Neiges	" "	1463 "	" "	219 "
Montpezat	" "	1593 "	" "	244 "
Vals-les-Bains	" "	1274 "	" "	201 "
Joyeuse	" "	1095 "	" "	164 "
Pierrelatte, Drôme	" "	774 "	" "	122 "
Livron, Drôme	" "	849 "	" "	137 "
Valence, Drôme	" "	922 "	" "	131 "
Lyon	" "	751 "	" "	97 "

Le même tableau donne pour:

Valgorge	nombre de jours de pluie	81, c'est par jour	22 mm.
Villefort	" " " " "	100, " " " "	20 "
Montpezat	" " " " "	66, " " " "	24 "
Joyeuse	" " " " "	88, " " " "	12,5 "
Valence	" " " " "	94, " " " "	10 "
Lyon	" " " " "	146, " " " "	5 "

#### 4 LE CLIMAT FACTEUR DU RELIEF, ET SON INFLUENCE SUR LE RÈGIME FLUVIAL

Les moyennes précitées ne donnent pas encore une image complète. Caractéristiques pour la région sont les averses, qui sont des plus violentes de l'Europe. M. PARDÉ (37) y consacra une étude bien intéressante dans laquelle il donne les chiffres suivants:

24 sept.	1861 à Courbeson (bassin de la Seine)	88 mm.
30 oct.	1888 à Evian (bassin du Rhône)	160 „
22 juill.	1914 à Crest	131 „
28 sept.	1910 à Valleraugue (Hérault)	950 „

Ça doit être un maximum, aussi comme probablement la pluie la plus abondante du monde, qui a été notée à Baguio dans les Philippines: en 24 heures du 14 au 15 juillet 1911 on a mesuré 1168 mm.

Monthly Weather Review, Vol. 47. p. 302.

Des pluies torrentielles dans le bassin de l'Ardèche:

Valgorge	2 nov. 1899	428 mm.
„	3 nov. 1899	244 „
Vals-les-Bains	1 oct. 1872	275 „
„	21 oct. 1878	270 „
Villefort	1—4 nov. 1899	1060 „
„	2 nov. 1899	383 „
„	3 nov. 1899	508 „
„	29 sept. 1900	495 „
Joyeuse	9 oct. 1827	791 „

„Encore faut-il remarquer en effet que les pluies cévenoles durent en général plusieurs jours, mais que, dans ce temps même, elles se concentrent en grosses averses de courte durée, séparées par des intervalles d'accalmie complète ou relative.

Des quantités de 100, 150, 200 mm., peuvent s'abattre sur le sol en quelques heures". (44 1934, p. 77).

Selon les paysans du Plateau Central les averses les plus fortes sont nées, quand le vent chaud du Sud monte et entre en conflit avec le vent froid de l'Ouest.

Le premier est supposé de monter à une altitude beaucoup plus grande que le mur cévenol.

Quoique, selon la théorie de Bjerknes, un pareil front froid puisse donner des ondées formidables, celles-ci seraient restreintes au front lui-même et ne se prolongeraient jamais pendant 24 heures.

Au contraire, la montée forcée contre la montagne, qui souvent peut se faire encore par un couloir étroit, à cause de la présence de masses d'air froid à l'Ouest, peut se prolonger une journée entière.

De cette précipitation le calcul suivant donne une idée. Une couche d'air humide de 840 m. d'épaisseur, temp. 15° C., reposant sur le niveau marin, donnera une précipitation de 2,1 mm., si elle s'élève de 1000 m.

Dans les Cévennes un vent doit monter à peu près 1000 m. sur une distance de 20 km.

Donc à une vitesse de 15 m. à la seconde, il y a une vitesse de montée verticale de 75 cm. à la seconde. Une montée de 1000 m. et une précipitation de 2,1 mm. s'est faite en 20 minutes. Quand ce vent ne cesse pas pendant 24 heures, une masse d'eau tombera de  $72 \times 2,1$  mm. Généralement la couche d'air sera plus épaisse que 840 m.; elle montera plus de 1000 m., spécialement quand la vitesse est plus de 15 m. à la seconde. Et la vitesse de la montée verticale sera, localement, beaucoup plus grande que 75 cm. à la seconde.

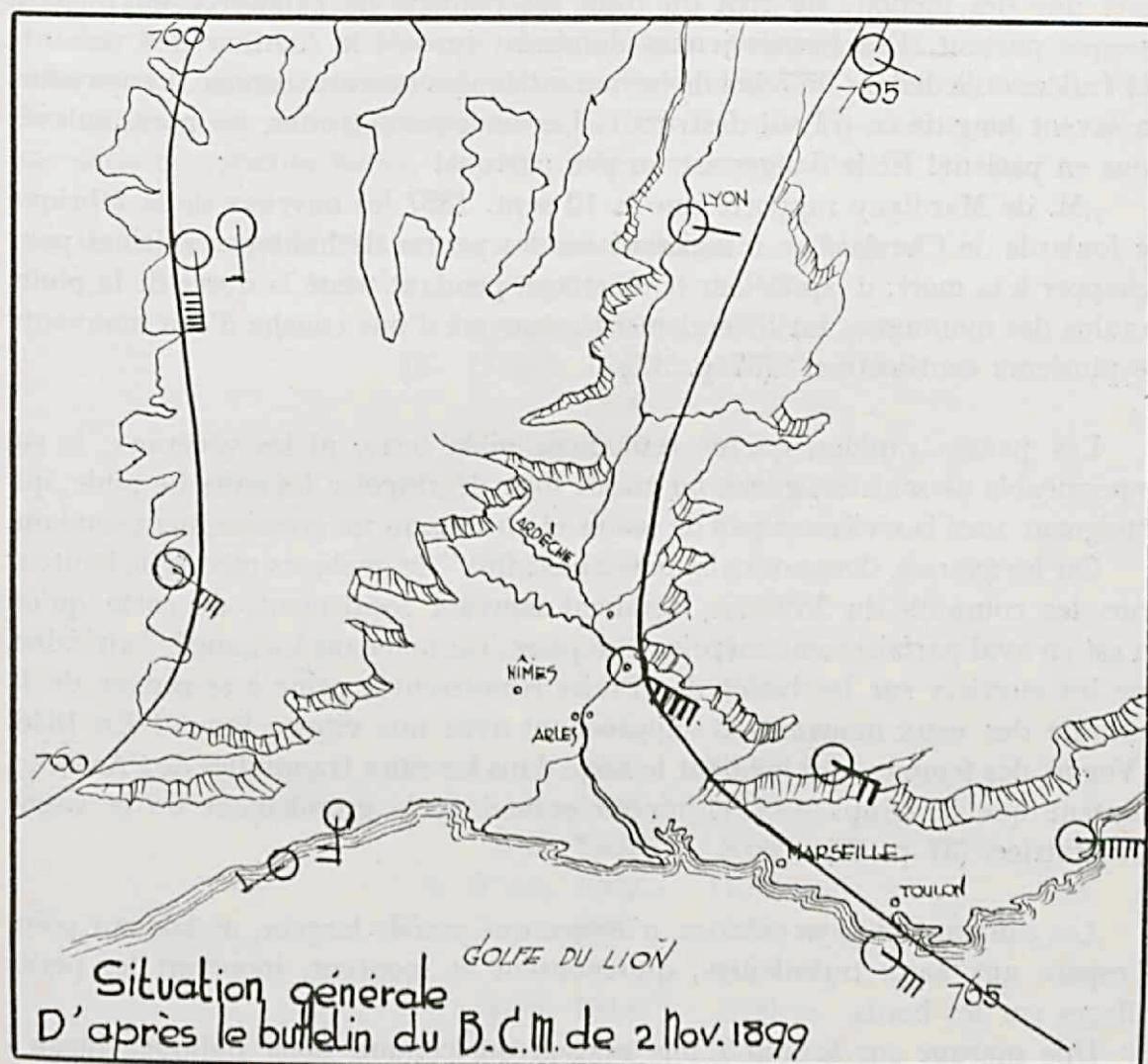


Fig. 1.

Souvent aussi la température est plus haute que 15° C. et la précipitation augmente avec la température.

Du 1—4 nov. 1899 il y avait une abondante précipitation dans le Bas-Vivarais.

Quand l'air sortant d'une grande région étendue, coule dans un „entonnoir”, formé par les isobares, et rencontre le talud d'une montagne, il se décharge en averses.

Les pluies d'automne sont précédées d'été secs de sorte que la couverture végétale n'est pas partout fermée. De ci de là la roche nue vient au jour, ce qui facilite le déblaiement de la roche par les précipitations automnales. Heureusement

## 6 LE CLIMAT FACTEUR DU RELIEF, ET SON INFLUENCE SUR LE RÉGIME FLUVIATIL

c'est l'Etat, qui, depuis des décades, encourage le reboisement et en donne l'exemple.

L'initiative particulière reçoit des subventions; mais le résultat n'est pas encore grand, parce que la surface reboisée est trop petite pour en faire reconnaître la valeur dans l'aspect du pays. Presque partout, la „Flächensspülung” (Sheet flood) cause la destruction des formes anciennes.

Les parois des vallées sont creusées par les ravins. Des terrasses il n'y reste que des méplats ou rien du tout; les paquets de cailloutis ont disparu presque partout. Des formes jeunes dominent jusqu'à la hauteur des versants des vallées et là dedans un relief de formes intriquées est en naissance. Les paysans en savent long de ce travail destructif! Les maisons détruites, les ponts enlevés vous en parlent! Et le danger est un peu partout!

„M. de Mardigny rapporte que le 10 sept. 1857 les ouvriers de la fabrique de foulards de Cheylard se réfugièrent sur les pentes de hauteurs voisines pour échapper à la mort; d'après leur témoignage, pendant toute la durée de la pluie, le talus des montagnes fut littéralement recouvert d'une couche d'eau mouvante de plusieurs centimètres.” (37 p. 32.)

Les pentes rapides, qui ne retiennent ni la terre, ni les végétaux, le sol imperméable de schistes, gneiss ou granit font dégringoler les eaux de pluie, qui atteignent ainsi la rivière en peu de temps et en causent un grossissement soudain.

Car les averses, donnant naissance à ces „flux” de quelques mètres de hauteur dans les courants du Vivarais, tombent souvent localement, de sorte qu'on en est en aval parfaitement surpris. Il se passe, comme dans les „oueds” africains, que les ouvriers sur les bancs de gravier réussissent à peine à se sauver de la muraille des eaux mouvantes, s'approchant avec une vitesse inouïe! En 1846, à Vogué, des femmes, qui lavaient le linge dans les eaux tranquilles de l'Ardèche, n'eurent que le temps de s'enfuir en entendant le grondement de la vague dévastatrice. (37 p. 69).

Les canyons du pays calcaire, n'ayant que peu de largeur, ne laissent point d'espace aux eaux turbulentes, qui montent et montent, inondant les petits villages sur les bords.

Une marque sur le mur d'une maison quelconque nous indique, jusqu'à quelle hauteur les eaux se sont élevées!

En été les rivières ne contiennent que peu d'eau. Pourtant à cause de la pente rapide dans les vallées cévenoles, l'eau dégringole prenant avec elle galets et gros cailloux. Dans le pays calcaire, au contraire, les ruisseaux nombreux se sont unis en quelques rivières plus ou moins importantes et très espacées.

L'aspect de ce pays est tout autre que dans le cristallin: on y voit des champs de cailloux complètement secs et sans végétation avec des cours d'eau minces. En quelques lieux la rivière a tout à fait disparu entre les galets.

Les canotiers mettent leur canoë sur les roues. Un seul banc de calcaire dur forme un petit rapide. Du reste point de vestiges d'érosion récente. Mais en automne, aussitôt après les premières pluies, l'aspect est tout autre. L'eau a inondé les

bancs de gravier en entraîne en route les cailloux, grands et petits. Les crues chassent l'eau et les matériaux charriés vers l'aval et l'érosion devient tellement forte, que le lit est approfondi et égalisé toujours de nouveau: aussi la pente en est beaucoup plus douce que chez les ruisseaux cévenols.

On a fait des observations sur le débit de l'Ardèche au pont de Vallon. Là l'Ardèche a déjà reçu la plupart de ses confluents. D'ailleurs la gorge à l'Est de Vallon produit de grandes montées de la rivière, qui doit se percer par la grotte, située dans l'éperon le Pont d'Arc.

Le Pont d'Arc est entouré d'un méandre délaissé, dont le point le plus élevé est à 17.45 m. au-dessus de l'étiage. En octobre 1827 et en septembre 1890 la rivière suivit de nouveau l'ancien lit. M. PARDÉ (37) donne de l'Ardèche une série de niveaux hauts, suivant ci-dessous, rangés d'après la date.

Ils concernent la hauteur en mètres au-dessus de l'étiage.

Ardèche à Vallon, 1827	16.10 m.
28 sept. 1846	13.10 m.
14—15 oct. 1857	13.50 m.
1859	11.27 m.
21 oct. 1878	14.50 m.
1888	9.40 m.
1890	17.30 m.
7 oct. 1891	9.60 m.
17 oct. 1891	9.30 m.
21 oct. 1891	11.10 m.
déc. 1897	7.50 m.
1899	10.00 m.
1900	13.80 m.
oct. 1903	7.50 m.
sept. 1907	8.00 m.
8—9 oct. 1907	11.50 m.
15—17 oct. 1907	9.80 m.
1910	9.70 m.
juill. 1914	6.90 m.
nov. 1914	8.00 m.
mai 1917	8.10 m.

A Aubenas, Vans et Vallon on a fait des mesurages de la capacité des rivières pendant les crues

m <sup>3</sup> à la seconde	A	B	C
oct. 1827	—	—	7000
28 sept. 1846	2240	—	—
sept. 1857	2800	—	5530
sept. 1890	3500	3200	7500
nov. 1899	—	1920	3300
sept. 1900	—	1370	5700

## 8 LE CLIMAT FACTEUR DU BELIEF, ET SON INFLUENCE SUR LE RÉGIME FLUVIATIL

- A. Ardèche à Aubenas.
- B. Chassezac à Vans.
- C. Ardèche à Vallon.  
(37 p. 66).

La moindre capacité de l'Ardèche inférieure fut en 1898  $2,5 \text{ m}^3$  à la seconde.  
Le rapport entre le minimum et le maximum est de 1 à 3000.  
Chez le Rhône ce rapport est 41, chez la Durance à Mirabeau 132.  
Après tout ce n'est pas jurer gros de dire que l'Ardèche est vraiment une des plus remarquables rivières de la France.

## LE VELAY ET LA RÉGION DES SOURCES.

Le bassin d'alimentation de l'Ardèche s'étend pour la plus grande partie dans les Cévennes et dans les terrains sédimentaires à l'Est de cette chaîne de montagnes. Presque toutes les formations géologiques se présentent ici. Mais les dépôts les plus indispensables pour pouvoir dater les formes superficielles, c'est à dire les dépôts tertiaires et diluviens, font défaut presque totalement. La cause de la disparition de ces masses de sédiments a été traitée ci-dessus. Comme „points connus” on peut considérer:

- 1 Les galets sous la nappe basaltique du Coiron.
- 2 Deux cônes de basalte près de Loubaresse.
- 3 Quelques volcans récents.
- 4 Du cailloutis sur le plateau calcaire.
- 5 Un conglomérat collé contre les parois des canyons de la Beaume et de l'Ardèche inférieure.

L'expression „points connus” doit être prise dans un sens relatif. Moyennant ce peu de renseignements on a essayé de reconstruire, partant de l'histoire tertiaire des régions avoisinantes, le développement du bassin d'alimentation de l'Ardèche.

Ces régions sont:

- a. La partie orientale du Plateau Central.
- b. Le couloir rhodanien.

### *La partie orientale du Plateau Central.*

- a. Le Velay
- b. La région des sources

#### *a. Le Velay.*

Ce qui est du plus grand intérêt pour nous, ce sont le pays des sources du Chassezac et de l'Allier et le Velay.

Le premier nous offre bien des difficultés, parce que le Tertiaire y fait défaut. C'est le Velay, qui nous fournit les renseignements palaéontologiques nécessaires pour pouvoir reconstruire l'histoire néogène.

Le plateau, se composant de gneiss, granit et micaschiste, fut pendant l'époque secondaire partiellement ou totalement couvert de dépôts, déblayés à présent presque entièrement. On est d'avis qu'il est logique de placer dans l'Eocène moyen les couches paléogènes, dont on trouve les vestiges dans le Velay à Blavozy, Auteyrac, Brives etc.

Elles se composent d'arkoses. Aux alentours suivent dans toutes les directions des sédiments plus récents.

On suppose qu'elles démontrent que pendant le Paléogène le Plateau Central

a été une dépression, sur laquelle la mer transgrédait à plusieurs reprises. On y trouve des grès, des argiles, du gypse, du chaux et des dépôts limnifères et de l'eau saumâtre. On n'a pas pu constater de grandes différences d'altitude, causées par les dislocations éogènes. L'évolution régulière continue jusqu'au Miocène supérieur. Alors les grands phénomènes ont lieu.

BOULE (6) présume, que pendant cette période le grand plissement des Alpes s'étend très loin vers l'Ouest et qu'une série d'anticlinaux et de synclinaux fut formée. Un grand nombre de fractures, ainsi qu'un exhaussement assez fort se serait fait, jusqu'à une hauteur moins élevée cependant que sur le bord oriental actuel du Plateau Central. Non seulement la physionomie tectonique se change, le Velay entre aussi dans une période de grande activité volcanique. Elle dure de la fin du Miocène supérieur jusque dans le Pleistocène inférieur.

Les bases du Mézenc et du Mégale appartenaient aux volcans les plus anciens.

„Ce sont des basaltes se reliant aux basaltes du Plateau des Coirons, dans l'Ardèche, qui sont contemporains de la faune de Mammifères de Pikermi et du Mont-Léberon. J'ai retrouvé au Mézenc la flore fossile du Miocène supérieur des Coirons.“ (Boule 6).

La flore fossile du Mézenc a été déterminée par De Saporta, celle du Coiron par Boulay.

En effet, il y a une grande analogie. Cependant il ne nous semble pas impératif de conclure à une simultanéité de dépôt à cause de ces renseignements palaéobotaniques. Il n'est pas non plus nécessaire de mettre en parallèle le niveau couvert par les effusions coironniques et celui dans le Velay sous les volcans nommés ci-dessus.

#### *b. La Région des Sources.*

Le pays d'origine du Chassezac et de l'Allier.

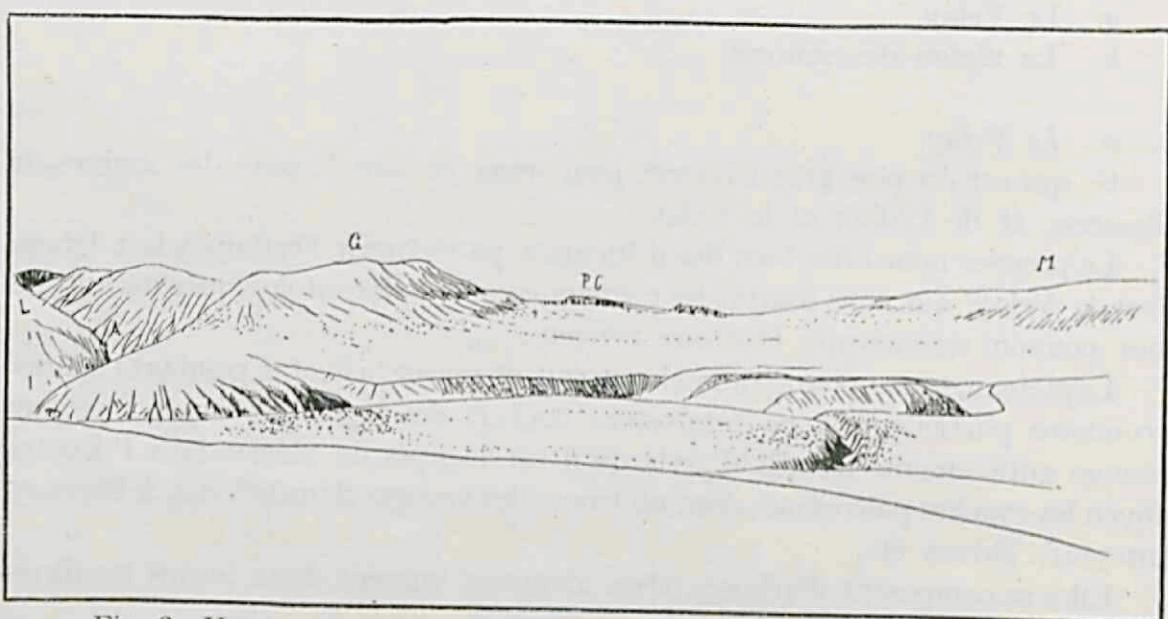


Fig. 2. Vue panoramique, prise de la Cham de Montselgues vers l'Ouest.  
Mercoire, Petits Causses, Goulet, Altier, Borne Lozère.

Fabre donne dans „L' aperçu de la Réunion extraordinaire de la société géologique de France” un dessin panoramique de cette région.

On aperçoit du haut du sommet sud de la „cham” de Montselgues, à 900 m. d' altitude, trois massifs situés vers l'Ouest et le Nord-Ouest: les montagnes de la Lozère (1683 m.), du Goulet (1450 m.) et du Mercoire (1470 m.).

Elles se composent de granit, de schistes et de gneiss. Comme des blocs gigantesques inclinés elles s' appuient l'une contre l'autre, les crêtes s' étendant de l'Ouest à l'Est.

Du côté sud le Goulet et le Mercoire descendent en pente douce, et le cristallin plonge sous le Triasique et le Jurassique. La pente nord est abrupte; elle est accompagnée d' une faille Ouest-Est, par laquelle le cristallin heurte contre les couches sédimentaires, dont la surface atteint 1100 m. Surtout le versant sud du Mercoire est très étendu. Des rivières le divisent en „Causses”.

Vers l'Est le Goulet est entouré par des plateaux de 1000 à 1100 m. d' altitude partiellement couverts de grès ou d' arkose, et, comme, les Causses, ils s' inclinent vers le Sud. La région a été étudiée par Fabre, qui se spécialisait sur la stratigraphie, mais qui ne s' occupait guère de la tectonique.

Un nouveau levé géologique pourrait changer beaucoup le tableau tectonique. Provisoirement il faut se contenter de l' oeuvre de Fabre. Celui-ci pense en parlant des fractures Est-Ouest à des poussées pyrénéennes, qu'il laisse figurer dès la fin de l' Eocène, puis dans l' Aquitanien.

Les études de M. M. Boissevain et Pannekoek ont rendu clair, qu'une poussée pyrénéenne devrait avoir eu lieu plus souvent que Fabre ne laisse présumer. Du reste la question s' offre si la poussée pyrénéenne put former des fractures O.-E., comme celles d' Orcières, du Goulet et de St. Laurent-les-Bains.

Comme Boule le fit pour le Velay, Fabre aussi cherche les causes des dislocations et changements de niveau dans l'activité orogénétique d'un autre massif que de celui du Massif Central. Quoi qu'il en soit, les changements de niveau vinrent et l' érosion put commencer son travail.

Des dislocations et changements de niveau intermittents doivent se prononcer dans la topographie par des groupes de formations successives. Dans notre contrée on n'en voit pas plus que dans le Velay. Dans le Velay l' érosion tertiaire est devenue presque illisible par une succession de coulées volcaniques.

Dans le Haut-Vivarais la cause de ce caractère illisible est la disparition de la plus grande partie des couches mésozoïques.

Avec les dépôts secondaires les formes du relief tertiaire ont disparu. Les Chams et les Causses ne présentent que des formes pleistocènes, ou, tout au plus, pliocènes. Nous regrettons de ne pouvoir nous conformer sans réserve à l' opinion de M. BAULIG, quand il dit:

„Tous ces plateaux prolongent exactement le soubassement infra-volcanique du Velay. Bien qu'ils ne portent aucun dépôt daté, on peut les considérer comme un fragment de la topographie pontienne, c' est à dire de la surface d' érosion oligocène faiblement modifiée.” (2 p. 206).

Le drainage de cette région eut lieu probablement vers la Méditerranée, conséquent à l' inclinaison des sédiments.

L'Allier captura les ruisseaux au Nord du Goulet. Plus tard le Chassezac réussit à reconquérir sur l'Allier une partie du terrain perdu. De nos jours, nouvelle attaque de l'érosion méditerranéenne, qui pourra rétablir l'ancien régime de



Fig. 3. Vallée de la Liche-Chaude.  
Torso de la Beaume, près Loubaresse. Tanargue.

drainage conséquent. Dans plusieurs étapes le Chassezac et son affluent la Borne ont creusé leur vallée jusqu'à une profondeur de 600 ou 800 m. La gorge du Chassezac a presque atteint l'Allier; la Borne a déjà découpé le Ligne, affluent droit de l'Allier.

## LA VALLÉE DU RHÔNE.

L'histoire secondaire de la vallée du Rhône au sud de Lyon est l'histoire du golfe rhodanien, alternativement plus ou moins profond. Dans le Danien il y a une régression, par conséquent les pays du Gard et de l'Ardèche s'élèvent des eaux (Depéret 16).

Les chaînes des Alpes commencent à se former. Après cela la vallée du Rhône devient un paysage avec un caractère particulier; l'évolution y est en partie terrestre, en partie lagunaire. La longue vallée d'aujourd'hui n'est que le reste d'un bassin beaucoup plus large, qui a perdu du terrain par suite du mouvement orogénétique à l'Est.

Pendant le Burdigalien la mer inonde la plaine jusque dans le pays de la Drôme: dans le Burdigalien inférieur les sables avec *Scutella paulensis*, dans le Burdigalien supérieur ceux avec *Pecten praescabruiscutus* sont déposés.

Dans le Vindobonien la transgression s'étendit sur le Bas-Dauphiné et le Lyonnais.

Les sables deviennent plus limoneux; après, les marnes bleues viennent avec la faune tortonienne.

Quand une fois la transgression a atteint son maximum, le golfe rhodanien est bientôt rempli de décombres, provenant surtout des Alpes.

Les dépôts marins sont suivis de formations d'eau douce et celles-ci à leur tour sont couvertes d'alluvions continentales du Pontien. La déposition de décombres est la suite d'une forte érosion dans la montagne, résultant de mouvements alpins renouvelés.

M. BAULIG donne comme son avis, que la période des mouvements dura jusqu'à la première partie du Pontien. Puis il y aura une période de calme. (2 p. 463).

Le Pliocène commence par une transgression. La carte montre une bande étroite de Pliocène marin dès la côte d'aujourd'hui jusqu'à 20 k.m. au Sud de Lyon; cette bande se continue même le long des rivières affluentes Doux, Erié, Ardèche e.a.

Cette transgression était assez importante. Le soubassement n'est pas connu suffisamment. M. BAULIG donne sur ce sujet quelques renseignements, souvent de date assez reculée et quelquefois assez discutables, comme il démontre lui-même. Dans une publication de 1835 Sc. Gras dit, que la base du Pliocène à Valence est située à moins de 15 m. au-dessous du niveau marin actuel.

A Aigues-Mortes un sondage a traversé le Pliocène marin jusqu'à la côte —134,2 m., où l'on s'arrêta. Ainsi, entre le Pontien et le début du Pliocène inférieur, le niveau marin s'est abaissé, relativement aux terres voisines, de plus de 400 m. au-dessus du zéro actuel (Rhône de Chenavari) à plus de 130 m. au-dessous (sondage d'Aigues-Mortes). (2. p. 479).

M. BAULIG se demande: „Cette ample dénivellation est-elle d'origine purement eustatique, ou la terre y a-t-elle contribué par des mouvements indépendants?” (B. p. 479).

Il n'oublie pas les mouvements du sol, qui ont eu lieu dans les régions méditerranéennes pendant le Pliocène inférieur. Au pied des Alpes, dans les environs de Nyons, le Pliocène marin monte à 400 m.

„Même le plateau subalpin du Chambaran, dont la surface est très probablement du Pliocène supérieur, est nettement relevé vers les Alpes.” (2 p. 479).

Cependant M. BAULIG accepte l'eustasie, puisque un thalweg pontien, fossilisé sous les laves du Coiron, n'aurait pas été déformé.

„On peut même dire qu'à ne considérer que cette région, rien n'empêcherait de considérer l'oscillation pré-pliocène comme de nature purement eustatique”. (B. p. 480). Il faut, que l'affaissement rapide du niveau de base soit suivi immédiatement d'une érosion forte.

Ainsi M. BAULIG conclut en toute assurance, que la mer pliocène a envahi dans la vallée du Rhône un relief d'érosion fluviale récemment rajeuni. (2 p. 477).

Le Lignon a Jaujac nous apprend, que dans une vallée, qui est submergée de laves, la rivière se creuse directement un lit à côté. Il en est de même avec la rivière, qui a succédé à l'Ardèche pontienne du côté méridional du Coiron. Dans sa vallée la terrasse la plus ancienne est à 400 m. (St. Jean-le-Centenier). Si M. BAULIG a raison, il faut accepter dans cette rivière pré-pliocène entre St. Jean et le Rhône une dénivellation de 400 m + 15 m. C'est trop. Donc l'eustasie pré-pliocène est inadmissible et il faut recourir à supposer des mouvements du sol.

## RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE. LE COMMENCEMENT DE L'ÉVOLUTION CONTINENTALE.

### *Résumé stratigraphique et paleo-géographique.*

Les couches paléozoïques du Massif Central furent fortement plissées dans le Carbonifère. Ensuite venait une période de démolition, qui dura jusque dans le Rhétien. Quelques minces couches de Carbonifère se trouvent conservées sur la bordure orientale près de Prades. Le Permien aussi ne se trouve que dans les régions marginales. Dans les environs de Largentière le paquet permien a 250 m. d'épaisseur. Faute de fossiles il est difficile de le subdiviser. Vers la base il se prolonge dans le Carbonifère; en haut il est couvert de couches triasiques avec contact discordant. Comme le Permien, le Trias se compose d'arkoses, de grès et d'argiles. Des dolomies ne se présentent que rarement et seulement sous-forme de couches minces.

Au Sud-Est de la France le Trias a peut-être un caractère terrestre plus prononcé que dans l'Allemagne centrale. Une subdivision est extrêmement difficile, bien qu'on ait fait des efforts à cet effet. Il n'est pas toujours possible non plus de constater, si le grès et l'arkose appartiennent au Trias ou au Rhétien.

Fabre déjà pose la question: „Les grès des Champs de la Borne sont-ils infra-liaïques ou triasiques?” (19 p. 661).

Il se prononce pour la dernière alternative, parce que le grès de Montselgues ne contient pas de chaux. Pourtant ses arguments sont assez faibles: plus loin vers l'Est, le Trias contient du calcaire.

Dans le Rhétien une forte transgression commence, et jusque dans le Crétacé les formations marines vont se succéder.

Nous n'arrivons qu'à comprendre l'histoire du Secondaire moyen du Bas-Vivarais qu'en étudiant les paysages géo-morphologiques avoisinants! Il est surtout nécessaire de bien considérer l'évolution des terrains situés entre Mende sur le Lot et le Vivarais calcaire. Les épais paquets de calcaires dans la partie rhodanienne trouvent leur pendant dans les „Causses”, situés autour du cours supérieur des affluents de la Garonne. Dans le Gévaudan et la Lozère presque tout le dépôt calcaire a disparu. Tout ce qui en reste se trouve au Nord de la faille d'Orcières et de celle d'Allenc.

La dernière est bornée par le Goulet, la première par la chaîne de la Lozère. C'est là, qu'on trouve les „Petits Causses,” quelquefois très élevés au-dessus des rivières profondément encaissées dans le cristallin.

Entre Mende et Vans il y a une chaîne de plateaux calcaires; ceux de Houllet, de Blaymard, de Bourbon, de Pomaret, de Bergougnon et de Mas de l'Air.

Au Nord du Goulet le tableau se répète.

Fabre a essayé de démontrer qu'il s'agit ici des restes d'un pays calcaire

## 16 RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE. LE COMMENCEMENT DE L'ÉVOLUTION CONTINENTALE

beaucoup plus étendu, autant vers le Nord que vers le Sud, déblayé depuis l'Oligocène, peut-être déjà depuis le Crétacé supérieur.

Ainsi on peut reconstruire ici une mer jurassique d'une grande étendue. Il n'est pas possible de préciser, à quel moment une certaine partie du pays a été envahie par la mer. De même il est difficile de constater si les couches du Rhétien doivent être considérées comme dépôts détritiques ou comme dépôts littoraux.

Les couches du Hettangien sont encore sub-littorales: cet étage montre partout „ripplemarks,” preuves d'une profondeur d'eau médiocre.

Le Sinémurien ne se présente que très loin à l'Ouest, près de Mende, et encore en couches minces.

Charmouthien et Toarcien sont représentés par des couches épaisses de calcaires et de marnes. Maintenant la mer est devenue beaucoup plus profonde.

Sinémurien, Charmouthien et Toarcien manquent depuis Villefort vers l'Est.

Une crête doit avoir existé, qui formait une séparation entre la mer jurassique des Causses et celle du Bas-Vivarais.

A Vans le Bajocien repose sur le Hettangien. Près de La Voulte le Bajocien et le Bathonien trahissent leur caractère littoral par les blocs de micaschiste, qu'ils contiennent. Depuis le Callovien la mer s'approfondit. Dans la partie orientale du pays les formations marines continuent régulièrement jusque bien avant dans le Crétacé supérieur.

D'après Neumayr tout le Plateau Central aurait été envahi par la mer pendant le Jurassique supérieur. Les formations abyssales et bathyales manquent. Des marnes néritiques alternent avec les chaux récifales.

Tous les étages du Jurassique supérieur sont représentés: Callovien, Oxfordien, Argovien, Rauracien, Séquanien, Kiméridgien, Portlandien.

Il n'y a pas de limite prononcée entre le Jura et le Crétacé: Berriasien, Valanginien et Hauterivien reposent sur le Jurassique sans discordance. Ce n'est que dans le Barrémien que récifs-côtiers distincts sont formés de nouveau.

Ensuite au Cénomanien des faciès sablonneux suivent.

La grande transgression prend fin. D'abord des sédiments saumâtres sont déposés, puis seulement des formations terrestres.

L'époque tertiaire s'approche.

### *Le commencement de l'évolution continentale.*

Les Causses montrent l'évolution marine dans les périodes jurassique et crétacé. Probablement la même évolution marine a eu lieu dans ce qui est à présent le couloir rhodanien.

Dans le couloir on a constaté le facies continental dans les dépôts post-daniens. Cette évolution continentale est interrompue de temps en temps par cause des transgressions marines.

La question se pose: A quel moment a commencé l'évolution continentale, qui a fait naître les formes actuelles?

Les évènements géologiques des époques éocène et oligocène n'ont pas laissé de traces.

Quant au Miocène, on trouve le dépôt marin sur la rive droite du Rhône jusqu' au Nord de St. Marcel d'Ardèche à 170 m. d'altitude.

L'extension de cette dernière grande transgression n'est pas connue. Donc il est impossible de dater exactement le commencement de l'évolution continentale, ni son premier développement.

Un dépôt fluviatil datant du Miocène supérieur, plus spécialement de l'époque pontienne, est conservé dans la soi-disante vallée sous-basaltique du Coiron, situé près de Chenavari à 508 m. d'altitude.

M. BACCONNIER a décrit cette vallée, qui a dans les marnes une largeur de 3 km. Ça indique une évolution de longue durée.

Pendant l'époque pliocène une nouvelle transgression changea en „ria” le couloir rhodanien. On trouve encore des sédiments pliocènes le long des embouchures de quelques affluents du côté droit du Rhône.

Pourtant il n'est pas probable qu'une région étendue ait été envahie par la transgression.

## LE COIRON

Vers le Nord, le Bas-Vivarais est plus ou moins limité par le Coiron, un plateau basaltique. Du Sud on voit s'ériger ce plateau comme une croupe rectiligne. A l'Ouest la plus grande élévation est de 1017 m., et vers l'Est la montagne tombe régulièrement jusqu'à 508 m., à Chenavari.

On est ici près du Rhône, dont le niveau est à 75 m. à cet endroit.

L'érosion a rongé le plateau: on n'y voit plus de cratères. Les coulées basaltiques possèdent une grande perméabilité pour l'eau de pluie; la région possède donc en quelque degré l'hydrographie du „Karst”.

Par cette raison l'évolution fluviatile est sérieusement gênée. Il y a transport souterrain des produits d'érosion et le soubassement de la nappe basaltique représente un niveau de sources idéal.

Bien des auteurs croyaient pouvoir constater l'allure tranquille du plancher de la nappe volcanique et l'on indiquait une condition de pénéplaine avant que ce terme ait été introduit.

C'est TORCAPEL, qui a écrit en 1882: „Ce qui frappe tout d'abord, c'est l'extrême régularité qu'offre le plan de séparation des deux terrains. Il est évident que le basalte s'est épanché sur un sol parfaitement nivelé et on peut croire à première vue, que la constitution géologique de ce substratum est d'une grande simplicité.” (54 p. 409).

En 1906 Kilian mentionne la pénéplaine et M. BRIQUET (8), l'appelle „surface presque plane” dans son Cycle I.

M. BACCONNIER (1), va plus loin. Il croit retrouver la pénéplaine vers le Sud sur la Montagne de Berg, la Croix Juliau et le signal d'Aps.

Qu'il s'agit d'une pénéplaine, il conclut du coupement oblique des couches et de la transition successive de la surface d'assises plus dures à d'assises moins résistantes.

Que cette pénéplaine est déversée, éventuellement bombée, il croyait pouvoir prouver par les cotes suivantes, indiquant le niveau de la surface calcaire:

850 m. Séquanien au Sud du Col de l'Escrinet.

735 m—700 m. Tithonique.

680 m. Marnes valanginiennes.

530 m. Calcaires aptiens.

M. BAULIG, au contraire, est d'avis, bien fondé du reste, que les auteurs précités se trompent et il parvient à la conclusion qu'il existe dans le soubassement du Coiron une „topographie de maturité commençante.”

Il ajoute: „pour autant qu'on peut en juger.” (2 p. 469). Avec cette restriction nous sommes d'accord, puisqu'on ne connaît guère la morphologie du paysage pré-basaltique. Dans le Sud du Coiron, au-dessous de chacune des „digitations” basaltiques, on a constaté l'existence d'alluvions fluviatiles. M. BACCONNIER

reconstruit ici une large rivière, qui prit origine, selon les alluvions déposées, dans le Plateau Central, et qui est donc comparable à l'Ardèche actuelle. Elle avait nombre d'affluents, dont les vallées, autrefois noyées sous les laves, ont été découvertes par l'érosion récente.

De ci, de là l'ancienne surface redevient visible dans les versants inférieurs des vallons, tandis que les parties supérieures des versants sont très souvent formées de basalte.

C'est que les ravins, se développant peu à peu avec l'érosion régressive des rivières, découpaient la pénéplaine supposée; surtout dans les marnes du Valanginien et du Hauterivien il faut s'attendre à trouver un relief accidenté. Dans le cas opposé, il se pourrait que le calcaire plus dur du Jurassique-supérieur formât un plateau. Considérer toute la région comme une pénéplaine ininterrompue est à peine justifiable.

M. BAULIG ne juge même pas à propos de regarder des éléments de plateau comme lambeaux de pénéplaine: „Il faudrait pouvoir s'assurer qu'ils n'appartiennent pas, comme les plateaux de la région, à des surfaces cycliques étagées.” (B. p. 469).

Il nous semble plus logique de présumer l'existence d'un paysage de „cuesta”. Le coupement oblique des couches n'est pas en contradiction avec cette interprétation. Dans un tel paysage il y a alternation des couches dures et des couches tendres.

L'ancienne cuesta, qui s'étend de la Voulte jusqu'à Vans, pourrait être de nouveau venue en évidence sur le col de l'Escrinet. Les formes de ce paysage de cuesta sont compliquées par des failles et des plissements.

Si l'on a réellement affaire à un paysage de la sorte, il n'est pas étonnant du tout, de trouver une plaine située à un niveau plus élevé qu'une autre. Mais ces „plateaux de cuesta” sont tout autre chose que les „plaines étagées” sous les basaltes du Velay, et il n'y a pas de raison d'incorporer celles-ci avec les plateaux sous-coironniques dans le Cycle I de Briquet, comme celui-ci le fait. Le paysage enterré est plus intéressant, parce qu'on a réussi à dater la couverture basaltique d'un certain point du soubassement.

Toujours est-il qu'on n'a pas trouvé de fossiles dans les dépôts fluviatiles, mais dans le quartier de Vaugourde, près d'Aubignas, où le tuf est superposé au calcaire, on a trouvé dans le niveau de son contact nombre d'os de mammifères. Gaudry put constater qu'il s'agit ici d'une faune pontienne avec *Machairodus cultridens*, *Hippurion gracile*, *Tragocerus amaltheus* e.a. Pour cette raison on ose placer le commencement des éruptions dans la fin du Miocène, dans le Pontien, et on parle d'une Ardèche pontienne comme ayant apporté les alluvions fluviatiles mentionnées ci-dessus. Le tuf d'Aubignas est couvert de basalte en structure de colonnes. On rencontre ce basalte dans des lieux divers; il forme des abruptes. Pourtant il n'est pas certain, qu'il soit originaire partout du même point d'éruption et de la même époque. Des éruptions ultérieures couvrent de leur matériel tout le Coiron.

Faute de renseignements paléontologiques on n'a pas réussi à dater les éruptions plus récentes. Pourtant on a trouvé des os. Dalmas les mentionne, mais le lieu d'origine n'est pas connu.

Donc Boule n'osait estimer que rudement l'âge de ces éruptions et il les classa dans le Pliocène inférieur.

M. BACCONNIER a essayé de démontrer que la surface sous-coironnique a été depuis inclinée ou déversée.

Il traita la matière de deux manières:

1 La différence d'altitude de la surface sédimentaire entre les niveaux du Col de l'Escrinet et du bord oriental du plateau oblige à supposer une pente trop forte pour une pénéplaine. De notre avis il ne s'agit pas d'une pénéplaine.

2 M. BACCONNIER tire sa seconde preuve de la pente du lit fluvial. Il prit de ses observations les cotes suivantes, qui indiquent le niveau du lit de la rivière sous les dépôts.

A l'extrémité de l'éperon de Saint-Laurent-sous Coiron	548 m.
" " " " Mirabel	525 "
" " " " St. Jean-le-Centenier	500 "
" " " " St. Pons	525 "
" " " " à l'Est de St. Pons	510 "
" " " " au Nord d'Alba	515 "

Entre Mirabel et St. Pons le lit serait incliné et ainsi tout le bloc. M. BAULIG, au contraire, tire l'attention sur ce que M. BACCONNIER aurait supposé comme un fait, que toutes les parties du lit soient de la même date. Est ce qu'il y aurait des terrasses?

Peut-être dans les marnes valanginiennes, où la largeur du lit est de 3 km. Ici on pourrait s'attendre à trouver des terrasses.

Nous croyons que, si M. BACCONNIER donne à la digitation au Nord de St. Pons pour le profil transversal de la rivière les cotes 525—485—480—500—505 et qu'il veut conclure à une courbure dans le terrain, il arrive un peu trop vite à cette conclusion.

On pourrait aussi faire des objections à propos de la courbure que M. BACCONNIER croit pouvoir démontrer dans le profil longitudinal. Supposé que toute la rivière n'a pas été enterré d'un trait, on peut considérer les possibilités suivantes:

a. Le matériel volcanique formait une digue dans la rivière, laquelle était obligée soit de rehausser son lit, soit de chercher une autre issue.

M. BAULIG considère cette dernière possibilité à cause de la ramifications de la digitation au Nord de St. Pons. b. Si M. BAULIG ne se trompe pas, il est question de deux rivières: d'une à l'Est de St.-Pons à 505 m. d'altitude et qu'on peut classer avec vraisemblance comme pontienne et d'une autre plus récente, de Mirabel à 525 m. via St.-Jean-le-Centenier à 500 m. et avec la digitation à l'Ouest de St. Pons à 480 m.

A partir de ce dernier endroit la rivière se serait recourbée vers le Sud.

Mais il n'y a aucune preuve pour un tel cours, au contraire; le point 500 à l'Est de la digitation de St.-Pons plaide pour une rivière, coulant plus vers le Nord.

Cette tentative d'interpréter les cotes des dépôts fluviaux doit être abandonnée. Mais si, par rapport à *a* ci-dessus, une digue exista, submergée plus tard, et si l'on peut parler d'une rivière dans ces lieux, le fait existe encore, qu'il y a une

courbure dans le soubassement du lit fluvial. Cette courbure prend selon la carte de M. BACONNIER une autre direction que dans le texte descriptif.

Si l'on lie les points les plus bas du soubassement entre Mirabel et la digitation surnommée, on trouve les cotes suivantes:

Mirabel 525 m.

St.-Jean-le-Centenier 500 m.

à l'Ouest de St.-Pons 480 m.

à l'Est de St.-Pons 505 m.

L'existence d'une flexure n'est pas invraisemblable. Pourtant le nombre d'observations est trop petit pour exclure toute autre possibilité.

On s'étonne que M. BACONNIER n'ait pas pensé à des dislocations.

Celles-ci auraient dû se former pendant les premières éruptions. Qu'on ne les trouve pas dans la couverture basaltique, ne prouve rien, parce que cette couverture n'est pas née d'un seul point d'éruption et sa surface n'est pas une surface originale, mais dénudée, avant que les éruptions plus récentes l'aient couverte.

Il nous semble, que M. BACONNIER n'a pas toujours réussi dans sa documentation, aussi M. BAULIG en profitait en faveur de ses propres opinions. La rivière sous-coironnique forme la base de tous les arguments et conclusions de M. BAULIG.

Les oscillations entre le Pontien et le commencement du Pliocène, les événements dans le Pliocène même, on ne peut plus les attribuer exclusivement à l'eustasie, si l'on prouve, que dès le Pontien des dislocations ont eu lieu. M. BAULIG tient à l'idée d'un „thalweg pontien non déformé du Coiron.” Si cet ancien lit de rivière n'est fracturé, ni courbé, ni déversé, il n'en faut plus d'autre preuves, selon lui.

Il ne mentionne pas la possibilité qu'il y ait eu des mouvements en sens différent, qui auraient neutralisé l'effet de courbures, de soulèvements, d'abaissements. Il ne parle non plus du fait qu'il y a dans la „Bordure méditerranéenne” plusieurs blocs de terrains, montrant à cause des dislocations subies une évolution différente.

Si l'érosion n'avait pas enlevé complètement les dépôts tertiaires, nous serions en état de voir avec beaucoup plus de clarté ce qui s'est passé.

Il nous semble, que justement le manque de dépôts a fait paraître comme possible l'avis de M. BAULIG.

Il est vrai, il y a des dislocations entre les Cévennes et le Rhône. Elles se trouvent un peu partout, mais les sédiments tertiaires supérieurs, qu'on peut supposer y avoir été, ont disparu. Comment donc fixer l'âge des phénomènes? Aussi dans le Coiron, les circonstances sont favorables à M. BAULIG, puisque ce bloc n'est pas assez étudié pour qu'on parvienne à des conclusions fondées.

Il y a l'ancien levé géologique; il y a les observations barométriques de M. BACONNIER, mais elles donnent quelquefois une différence d'environ 20 m. avec celles de M. BAULIG. Il faudrait le travail avec le théodolithe, mais il est bien difficile dans ce pays de faire des mesurages tout à fait exacts.

Pourtant les renseignements tirés de la géologie et de la topographie de la

région sont trop pauvres pourqu'on se formât une idée appréciable de la rivière pontienne et de son histoire.

Il s'agit de différences de niveau minimales.

Bienque M. BAULIG ait démontré l'impraticabilité des arguments de M. BACCONNIER, il en fait cependant usage pour prouver que le soubassement pontien n'a pas été déformé. (B. p. 470).

Ici M. BAULIG compare la base pontienne, située entre cote 548 à Saint-Laurent-sous-Coiron et la cote 465 à Chenavari, à une section de l'Ardèche actuelle entre Aubenas et Ruoms. Donc il compare une partie du cours inférieur d'une rivière conséquente à une section d'une rivière, pour la plus grande partie subséquente. Il compare une rivière, située principalement dans les marnes valanginiennes, matériel très doux, à une autre, qui passe par les calcaires durs du Jurassique supérieur. M. BAULIG compare deux rivières, tandis qu'il ne contrôle la capacité que de l'une des deux. Il croit pouvoir confirmer son opinion par une observation de Torcapel, qui signala le fait, que le cailloutis pontien se compose de galets de dimensions plus petites que le cailloutis de l'Ardèche actuelle.

M. BAULIG constate que les deux fragments de rivières ont une pente de 3,3 m. le km.

C'est ainsi que M. BAULIG croit pouvoir prouver que la base d'érosion pontienne n'a pas été déformée depuis l'époque pontienne jusqu'à nos jours.

Il n'omet pas de citer Torcapel où celui-ci dit que la rivière pontienne contient des débris de dimension plus petite que l'Ardèche actuelle.

Donc la pente de la rivière pontienne doit avoir été plus douce que celle de l'Ardèche, les circonstances étant égales. M. BAULIG démontre ceci avec des cotes d'altitude, dont il doute l'exactitude, tandis qu'il n'est pas même sûr que les sites datent de la même période.

Ainsi il trouve pour la section Mirabel, 530 m., — Aubignas, 510 m., une pente de 1,6 m. le km., et pour la section Saint-Pons, 480 m., — Chenavari, 465 m., une de 1,3 m., tandis que la cote 548 à Saint-Laurent-sous-Coiron appartient, à son avis, à un plus ancien stade du développement de la rivière.

M. BACCONNIER a traité cette question d'une manière détaillée et il en donne un dessin.

A 548 m. d'altitude un paquet de galets roulés a été déposé, dans lequel le matériel éruptif fait défaut, ce qui indique le stade a.

Ce dépôt est couvert d'une couche épaisse de basalte. Un peu plus loin vers l'Est, à 563 m., on trouve encore des cailloutis fluviatils, en cet endroit mêlés avec des blocs de basalte. C'est le reste d'une rivière, qui a existé après l'enferrement de la rivière 548, peut-être c'est la même rivière. Supposons avec M. BACCONNIER le dernier cas et qualifions ce reste du nom de stade b.

Les cailloutis situés encore plus loin vers l'Est contiennent aussi du basalte; donc il est très vraisemblable, que dès la cote 563 on peut suivre le stade b. via Mirabel, 525 m. à Chenavari, 465 m.

Parce qu'il y a un espace de temps entre ces deux stades, il y a plus loin vers l'Est de l'érosion.

La continuation du stade a de Mirabel à Chenavari doit avoir été à plus grande altitude que les restes du stade b, qu'on y trouve maintenant.

Le stade b est un stade exceptionnel, car il est causé par un écoulement de basalte.

Le stade a est normal. Donc M. BAULIG devait tenir compte de la pente du stade a de la rivière. Cette pente est plus petite, que celle, qu'il a calculée.

Alors la pente visible ne témoigne pas d'une non-déformation du thalweg pontien du Coiron, depuis la fin du Pontien.

## LA ZONE TRIASIQUE

Conclusions morphologiques en rapport avec la tectonique.

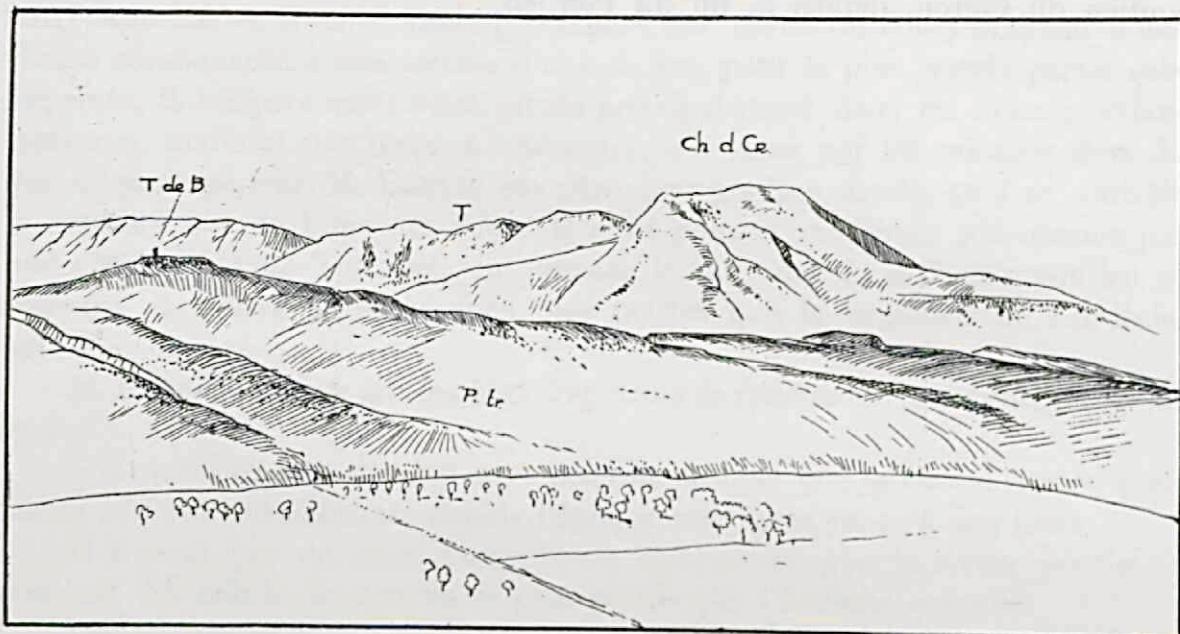


Fig. 4. Vue panoramique, prise du Plateau des Gras vers l'Ouest. Paysage triasique. Tour de Brison. Cham du Cros. Tanargue.

Tandis que dans le Bas-Vivarais la stratigraphie a été consciencieusement examinée, les publications sur la tectonique sont moins satisfaisantes. Presque tous les dépôts tertiaires ont été déblayés; il est donc bien difficile de dater les dislocations sur des renseignements stratigraphiques. Dans le bassin d'Alès on a pu démontrer l'Oligocène coupé. Dans l'aréal de l'Ardèche on était moins heureux. On a le mieux étudié la grande faille s'étendant de La Voulte via Privas, Aubenas, Uzer et Joyeuse à Vans, sur une distance de 65 km.

EMILE HAUG y fit attention en 1904.

La faille „met au contact les terrains cristallins et cristallophylliens du Plateau Central, ou le Trias qui les recouvre en discordance, avec le Bathonien, le Callovien ou l'Oxfordien.” (HAUG. 24.)

D'après HAUG elle est d'ancienne date. Il présume la naissance dans le Jurassique, à cause de quelques lacunes, qu'on trouve dans la série jurassique. Il pense à des mouvements épirogéniques pendant la sédimentation. La tentative d'explication d'E. HAUG est basée sur des faits observés. Cependant HAUG néglige la possibilité que la rupture se soit formée plus tard, dans le Miocène p. e. Dans cette période le pays aplani pendant l'Eogène, est relevé jusqu'au niveau du plateau du Velay et des régions s'étendant vers le Sud. Entre le plateau du Velay et le couloir rhodanien, le sol a été déversé. Cette déformation était accompag-

née de la formation de failles, dont celle, étudiée par HAUG, est la plus ancienne. Près du Col de l'Escrinet elle est couverte du basalte du Coiron.

Donc il faut la dater comme pontienne ou *prae-pontienne*, en tout cas comme miocène.

A Saint-Laurent-sous-Coiron, le dépôt de l'Ardèche pontienne se trouve à 548 m. d'altitude; l'Ardèche récente est à 100 m. à Ruoms. Le niveau du réseau fluvial s'est donc abaissé considérablement depuis le Pontien. En même temps le relief des blocs situés des deux côtés de la faille de La Voulte à Vans, a dû se développer.

C'est ainsi que cette faille s'est transformée en un escarpement de faille. Le long de cet escarpement pouvait se développer, sous certaines circonstances, une cuesta; dans notre cas elle se trouve à l'Est de la faille. D'après M. SCHMITT-HENNER un pays de cuesta se déplace dans le cours du temps en son entier dans la direction de l'inclinaison des couches. Ceci ne peut pas être le cas quand il est question d'une cuesta, formée le long d'un escarpement de faille. Dans ce cas, la côte est fixée par la ligne de dislocation jusqu' au moment où par l'abaissement du niveau de base, une relation différente peut se développer en peu de temps sur les deux côtés de la faille.

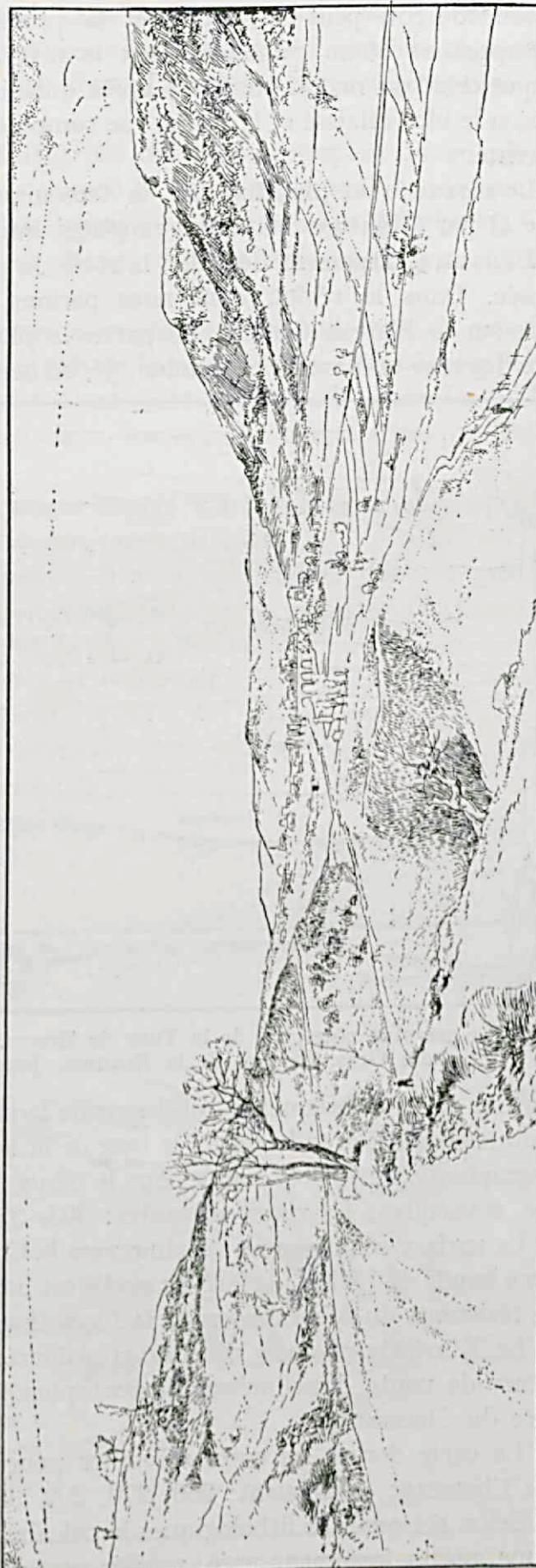


Fig. 5. Cuesta des Gras, vu d'Uzer vers le Nord.

Une seconde côte peut se former et la première s'est détachée de la faille.

Supposons qu'au commencement le niveau du massif affaissé était plus bas que celui du massif surélevé; après quelque temps, le contraire peut être le cas, si le bloc affaissé et le „horst” se composent de sédiments d'une résistance différente.

Le niveau n'est plus fixé par la tectonique, mais par les qualités de la roche et par la nature des forces exogènes, qui travaillent la pierre.

Dans un escarpement de faille, la roche la plus molle aura la surface la plus abaissée. Dans la région dont nous parlons, la partie la plus haute forme façade sur le Plateau Central. La partie la plus basse est le plateau des Gras. Entre Joyeuse et Vans le Séquanien, J<sup>4</sup>, se heurte contre le Trias. Dans le grès

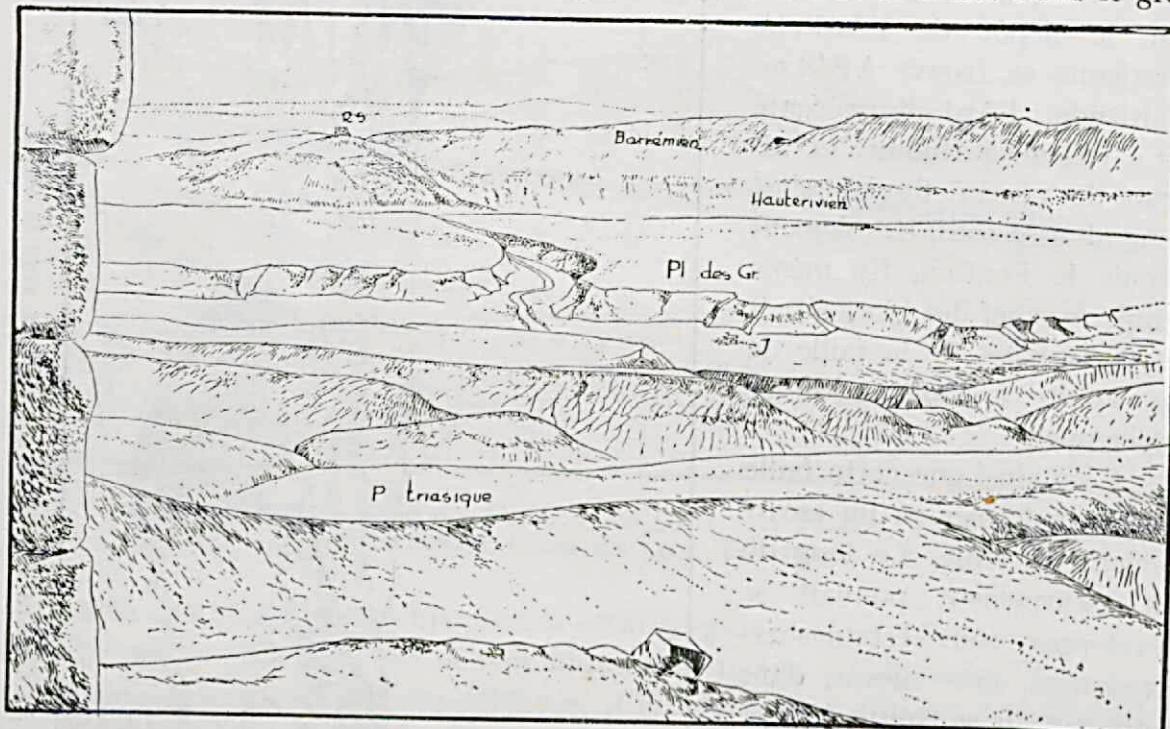


Fig. 6. Le pays de côtes, vu de la Tour de Brison. Rocher Sampzon. Plateau et Cuesta des Gras. Canyon de la Beaume. Joyeuse. Paysage triasique.

il y a une vallée subséquente, au-dessus de laquelle le Séquanien forme une côte, faisant partie de la grande cuesta le long de la faille de la Voulte à Vans. La carte topographique 1 : 80 000 donne pour le Séquanien entre la Beaume et le Chassezac conséquent les cotes suivantes: 303, 326, 264, 267, 230, 251, 259, 247.

La surface séquanienne s'incline vers le Chassezac subséquent. Elle consiste en une bande de 1,5 km. de largeur et elle est limitée vers le S. E. par les calcaires plus résistants du Kiméridgien de la formation dite „Paiolive”.

Le Kiméridgien aussi s'incline très doucement d'abord, puis, formant une rupture de pente, l'inclinaison devient plus forte, jusqu' au fond de la large vallée du Chassezac.

La carte donne les cotes suivantes pour le Kiméridgien entre la Beaume et le Chassezac conséquent: 260, 270, 292, 329, 285.

Selon ses qualités lithologiques le calcaire doit former une côte. On ne voit qu'une cuesta fortement usée, reculée vers le Sud-Est, et devenue plus basse.

Dans un stade antérieur des rivières subséquentes doivent avoir coulé dans la bande séquanienne et à la base d'une cuesta kiméridgienne. La surface séquanienne est parsemée de débris de grès triasique. La surface kiméridgienne en contient encore plus.

Mais ces cailloux ne proviennent pas du même transport fluvial; ils sont sur le plateau kiméridgien, grands comme la tête d'un homme, tandis que dans le Séquanien, les galets roulés n'atteignent pas la dimension d'un poing. On se demande: est-ce que rien ne s'est changé dans la région triasique, depuis le stade précédent?

Aux vallées subséquentes récentes se joignent les ruisseaux du triasique. Il y a beaucoup de terrasses étagées près de la grande faille. Cependant elles sont liées aux couches triasiques, qui sont d'une résistance très différente. La méthode stratigraphique, si nous désirions préciser, lesquels des étages triasiques ont été déblayés, ne nous aidera pas.

Une subdivision spécialisée, comme dans le Würtemberg, n'est pas possible, parce qu'ici le Triasique est tout à fait terrestre.

Aux Assions, près du Chassezac, il y a une colline dans le grès, qui ressemble à une butte-témoin. Elle consiste de couches calcaires s'inclinant vers le Sud-Est. Le sommet est à 320 m., la base à 263 m.

Le profil est: J<sup>2</sup>, Argovien et Oxfordien.

J<sup>1</sup>, Callovien.

J I-II, Bathonien.

J V, Aalénien.

L<sup>1</sup>, Hettangien.

L, Rhétien.

t 3-2-1, Trias.

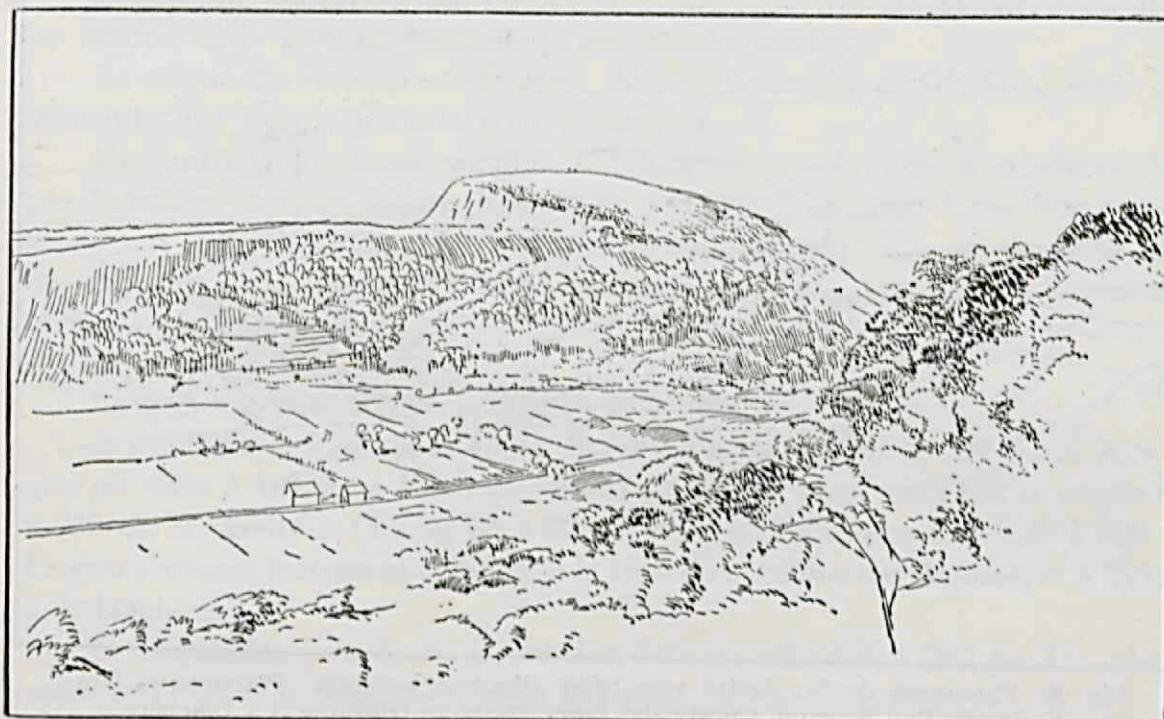


Fig. 7. La colline liasique des Assions. Vallée du Chassezac près de Vans.

La sus-dite colline a le versant concave vers le Nord-Ouest et le versant convexe vers le Sud-Est. Une bande étroite s'étend vers le Nord-Ouest, sur laquelle on voit un lambeau de Rhétien et de Hettangien. Voilà un reste de la couverture jurassique, qui doit s'être étendue autrefois jusqu' au centre du Plateau Central. Le versant concave de la colline témoigne d'un „développement descendant,” Il fait penser à une cuesta et là, dans le grès, le calcaire a autrefois formé sans doute une cuesta, qui reculait lentement. La forme du versant concave est d'un caractère beaucoup plus ancien. Le versant convexe témoigne d'un „développement montant”. C'est une formation jeune, qui se lie à la vallée subséquente.

Le grès s'étend vers le Nord-Ouest sur une distance de 8 à 10 km. Alors on rencontre une faille, qui s'étend de Malarce via Trouillas, St.-Pierre, Tanger, Planzolles, puis à la base de St. André-le-champ. Elle coupe la Beaume aux Deux Aygues et continue entre la Tour- et le Château de Brison. Le grès repose contre les schistes et à Brison contre le granit. Sur la carte on peut facilement suivre la faille à l'aide des lacets de chemin, nécessaires pour gagner les 100 à 200 m de différence de niveau.

La région de grès est intensivement entaillée, de sorte qu'elle est devenue un „paysage à Riedel”, aux dos aplatis, où sont traçées les chaussées.

On a commencé à planter des sapins, de sorte que le grès est maintenant pour la plus grande partie boisé. Des débris des murailles, qui encloisent les champs, indiquent une population autrefois plus dense.

La résistance des couches triasiques n'est pas partout la même.

La différence se montre dans la formation de terrasses, qu'il ne faut pas confon-

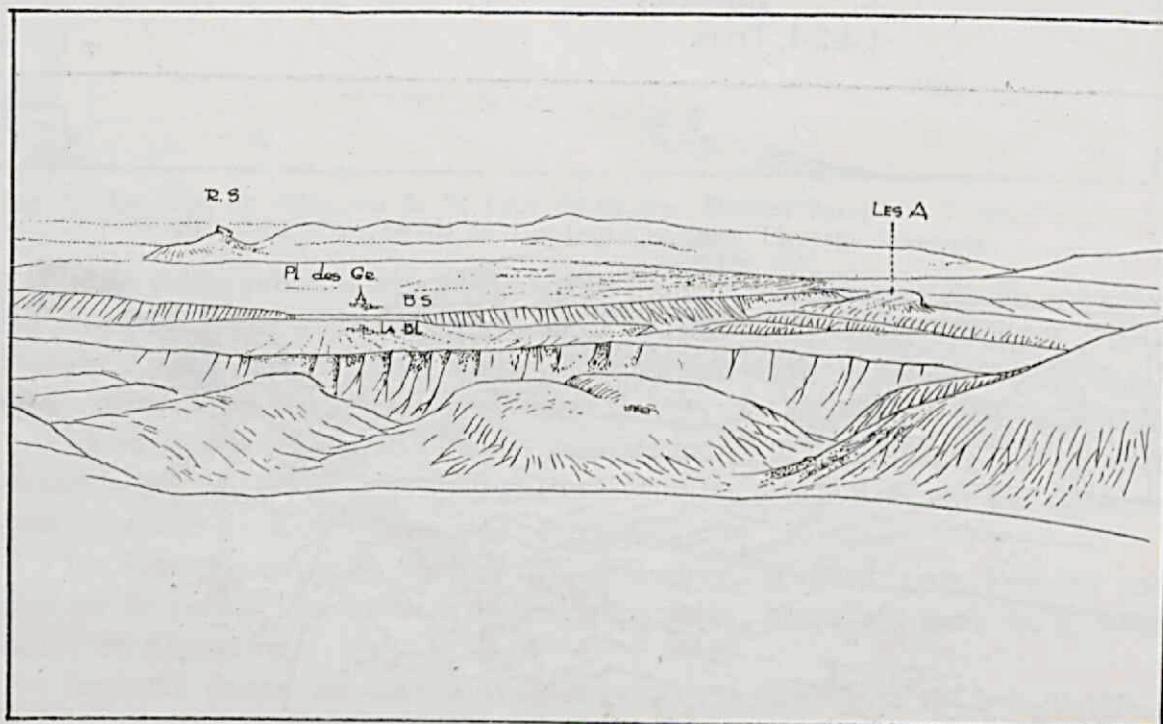


Fig. 8. Panorama de St. André vers l'Est. Rocher Sampzon. Plateau des Gras. N. D. de Bon Secours. Cuesta des Gras. Paysage triasique. La Blachère. Le "pont," entre B. S. et L. Bl. La colline des Assions.

dre avec celles, produites par des changements dans l'intensité de l'érosion. Les grès du Trias se heurtent partout contre une pente de micaschistes, qui a à peine reculé. Ceci prouve que la faille est de date récente. Inutile de suggérer que le grès ait été dénudé plus vite que les micaschistes, ce qui aurait été causé par les couches d'argile intercalées partout dans le grès.

La différence de niveau entre ces deux formations augmentera encore, comme peu à peu elle a accru depuis la naissance de la faille. Mais la différence de 100 à 200 m. ne pourrait être contribuée à cette circonstance seule. Les dos du grès sont trop larges pour qu'on les considère comme des arêtes, entaillées dans une surface plus ancienne.

On y trouve même des villages.

Il n'est pas probable, que la faille ait été faite toute d'une seule fois. Le Trias a 350 m. d'épaisseur. Le rejet a donc une profondeur d'au moins 350 à 450 m. Le renouvellement de la faille a augmenté la dénivellation originelle, a séparé, ce qui devait rester ensemble.

Dans une période ancienne de calme tectonique, des rivières entaillent les schistes. Ces ruisseaux développent de petites plaines, qui forment maintenant dans le schiste un niveau à 700 m. Du calcaire, formant une cuesta, est superposé au grès. Cette cuesta recule, tandis que les ruisseaux forment une plaine dans les schistes.

Ces deux formations, celle dans le grès et le calcaire et celle dans les schistes, ont été séparées depuis par un renouvellement de la faille.

Le reste de la cuesta s'accuse dans la colline des Assions, et le niveau de 700 m., dans les schistes sur une largeur de 3 à 4 km., se trouve maintenant 100 à 200 m. au-dessus du grès.

Comme de coutume, une cuesta ne recule que très lentement, surtout si les marnes de la base ne forment qu'une couche mince.

La colline des Assions est éloignée de la faille de plus de  $6\frac{1}{2}$  km., recul qui demande une longue période pour s'effectuer.

Une autre circonstance, de plus, fait supposer que la dite jeune faille ne s'est pas formée d'un coup. Entre Joyeuse et Vans, le Séquanien forme une cuesta, et devant celle-ci, dans le grès, une dépression subséquente est entaillée par des affluents de la Beaume et du Chassezac. Il reste un „pont” entre Lablachère et N. D. de Bon Secours.

Le grès s'appuie contre le schiste à  $\pm$  500 m.

Il s'abaisse le long de la route Payre-Vans de 440 m. à 239 m. A Brès le grès est situé à 480 m., à Planzolles à 507 m. 300 m. plus vers l'Est le schiste est à 700 m. St.-André-le-Champ est à 720 m; le grès commence tout près à 520 m. Le grès s'abaisse lentement à 263 m. à la base de la colline des Assions, et à 255 m. à Lablachère.

Le Séquanien près de N. D. de Bon Secours est situé à 267 m. Le „pont” entre le Trias et le Séquanien est à 241 m.

La région triasique entre la Beaume et le Ligne.

Comme dans la contrée susdite, le Trias s'abaisse ici de 500 m. à 250 m. Au Sud de la Beaume les ruisseaux du Trias sont en train d'entailler le schiste et le grès; au Nord, au contraire, une plaine subséquente est formée entre les sols nommés. Une cuesta accompagne le vallon subséquent. La cuesta se montre, vue de la Tour de Brison, comme une série de sommets arrondis. Le Triasique a été intensivement entaillé. Cependant un seul ruisseau a pénétré jusque dans l'arrière pays. C'est le Roubraud.

Il s'embouche dans le Ligne à Montréal à 180 m. d'altitude et il prend ses sources sur les pentes méridionale et orientale de la Cham de Cros.

Quelques autres ruisseaux ne parcourent pas l'entier aréal Triasique. A la source de ces ruisseaux il y a des cirques, nés dans les couches argileuses, intercalées dans les grès. Les dos allongés du grès ont la forme de torpilleurs. Ils se trouvent les uns à côté des autres. Le château de Thauriers est situé sur un de ces sommets, à 520 m.

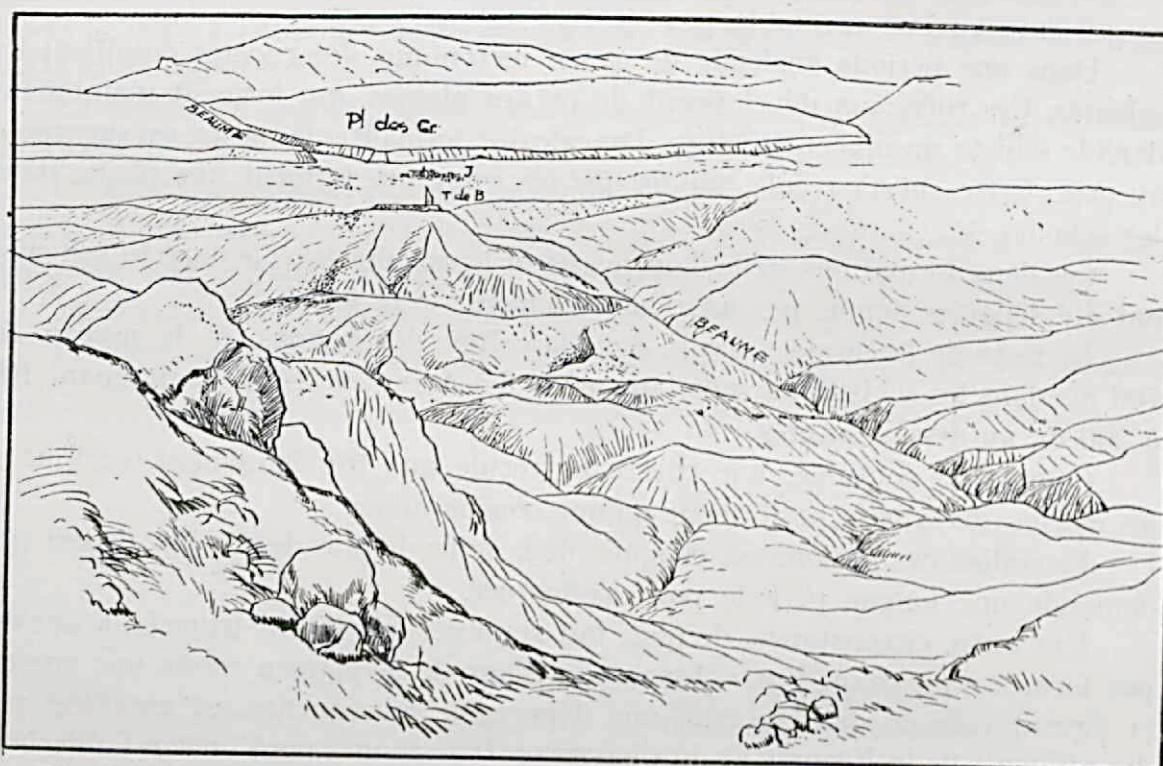


Fig. 9. La vallée de la Beaume et le Plateau des Gras, vu de la Cham de la Cros.

Si les ruisseaux n'ont pas encore entaillé la plaine subséquente, les cirques ont réussi à abaisser localement le mur du cuesta et à lui donner la forme d'une série de triangles isocèles, qui s'unissent à la base.

Thauriers	Cuesta	520 m., plaine subs.	465 m., granit	565 m.
Sanilhac	"	547 m., "	490 m., arkose	785 m.
Ranc	"	520 m., "	— schiste	623 m.
Veras-les-Bouges	"	497 m., "	480 m., "	568 m.

On trouve le niveau de 700 m. dans une crête entre les Deux Aygues et Brison, qui est la continuation de celle qui s'étend de St. André-la-Champ jusqu'à la Beaume et qui monte à 568 m et à 623 m.; elle finit à la Tour de Brison

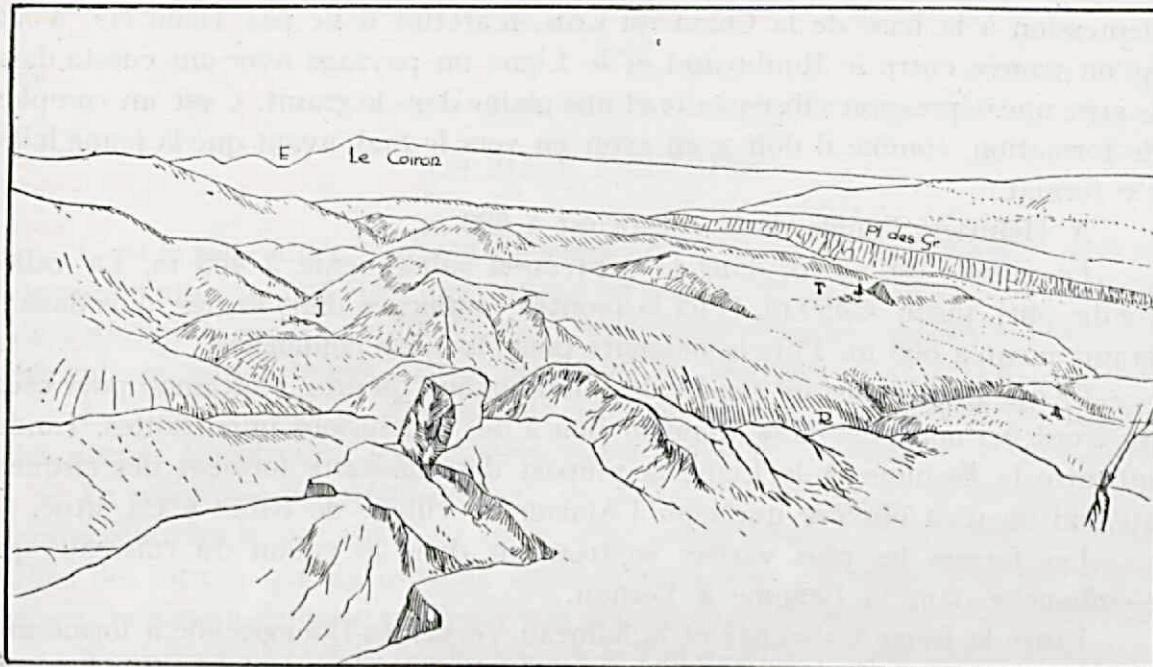


Fig. 10. Le paysage triasique et le Coiron, vu de la Tour de Brison. Pas de l'Escrinet. Plateau et Cuesta des Gras. Vallée du Roubraud. Thauriers-Joannas.

à 785 m. d'altitude. La crête se compose presque tout entière de schistes, seulement à Brison le granit affleure. La Tour de Brison se tient sur un tout petit plateau, formé d'une couche d'arkose de 20 m. d'épaisseur à peu près. La crête est accompagnée vers l'Est d'une faille. Près des bombes, le grès prend appui contre le schiste à 590 m. A une distance de moins de 50 m., horizontalement, on trouve de l'arkose, pourtant à 760 m. d'altitude. La faille continue vers la

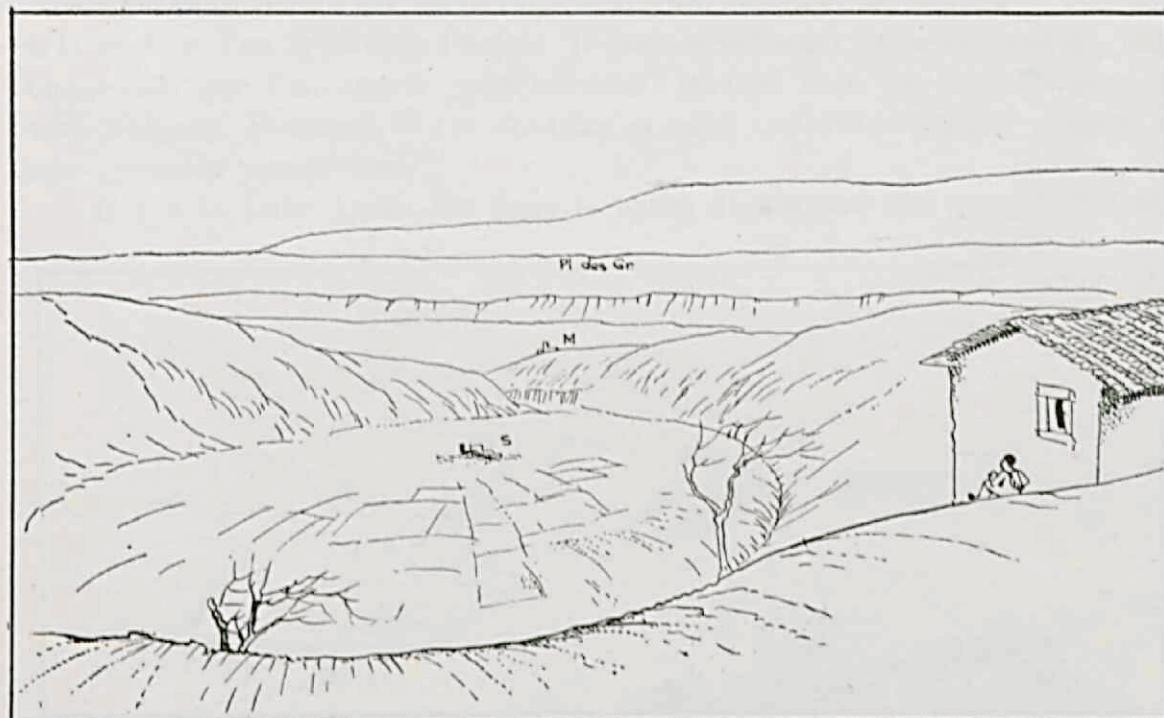


Fig. 11. Vallée à cirque dans le Trias près de Sanilhac. Montréal.

dépression à la base de la Cham du Cros, n'atteint donc pas Thauriers. Voilà qu'on trouve entre le Roubraud et le Ligne un paysage avec une cuesta dans le grès, une dépression subséquente et une plaine dans le granit. C'est un complexe de formation, comme il doit y en avoir eu vers le Sud, avant que la jeune faille s'y formât.

A Thauriers l'angle de la cuesta est à 520 m.

Le village est abrité dans la dépression subséquente à 465 m. La vallée tombe plus, jusqu'à 450 m. D'ici la montée commence dans le grès, puis dans le granit jusqu'à 565 m. Puis la descente pour Joannas commence.

Ce que nous avons dit sur les dos méridionaux du grès, vaut aussi pour ceux du Nord; ici non plus ils ne donnent lieu à des conclusions importantes. Tandis qu'entre la Beaume et le Ligne la plupart des ruisseaux forment des cirques; au Sud on n'en observe que chez l'Aluzon; le village de Ribes y est situé.

Les formes les plus variées se trouvent dans le vallon du ruisseau, qui s'embouche dans la Beaume à Vernon.

Entre la ferme Cubagnac et le hameau Versas-les-Bouges elle a formé une vallée subséquente, puis entre 480 m. et 450 m. il y a le cirque, puis un coude dans le terrain à 360 m. et encore deux courbures successivement à 320 m. et 260 m. d'altitude. A 210 m., le ruisseau se décharge dans la Beaume. Dans la roche homogène les courbures seraient sans doute beaucoup moins nombreuses.

## LA ZONE DÉNUDÉE

C'est la zone située à présent au dessus de 500 m. Cette région aura été couverte de sédiments, qui ont été emmenés par l'érosion presque totalement. Nous avons déjà discuté le niveau de 700 m., une pénéplaine originale, surélevée ainsi que la pénéplaine non-disloquée entre Thauriers et Joannas.

La zone dénudée se compose de schistes, de gneiss, de granit et de toutes les formes transitoires, qui existent entre gneiss et schiste.

La résistance de gneiss et granit ne diffère pas largement, et ne joue pas un grand rôle dans le paysage. C'est autre chose quand la roche devient plus schisteuse. Bien des formes qui ne doivent apparemment leur présence qu'à un abaissement du niveau de base, trouvent leur origine partiellement dans cette différence.

Nous prenons comme bordure Nord, le Tanargue, et comme limite méridionale la faille au Nord du Serre de Barry. Plus vers l'Ouest on trouve les blocs déversés du Mercoire, du Goulet et de la Lozère. Ici la nappe sédimentaire se présente en maints lieux. A l'Est de la Borne il n'y a qu'un reste peu important: l'arkose sur la Cham de Montselgues. Cependant cela suffit pour définir la région entre le Tanargue et le Serre de Barry comme un bombement disloqué, descendant vers le Sud. Plus vers l'Est, la pente est plutôt dirigée vers le Sud-Est. Nous avons déjà discuté la faille de Joyeuse à Vans et celle de Malarce à la Tour de Brison. La faille la plus récente limite le terrain vers l'Est.

Nous n'entrerons pas dans la question de la tectonique antéstéphanienne. Elle est la cause du fait que les terrains cristallins de résistance différente, affleurent à la surface l'un à côté de l'autre. Il faut mentionner expressément les failles Ouest-Est, que l'on appelle „pyrénées” surtout dans les contrées plus loin vers l'Ouest. Pourtant il est douteux si elles ont été vraiment causées par une „poussée pyrénéenne.”

Il y a la faille Ouest-Est dans la vallée du Lignon; une seconde se trouve



Fig. 12. Tanargue, Cham du Cros. Vallée de la Beaume. Serre de Valgorge.

au Sud du Serre de Valgorge, une troisième suit la pente Nord du Serre de Barry, une autre, près de Pourcharesse, se dessine avec son remplissage quartique comme un vrai „mur du diable.”

Le bombement est traversé par 3 rivières: la Beaume, la Drobie et le Chassezac.

Tous ces trois coulent dans une direction presque perpendiculaire à la pente générale, excepté la Beaume entre Pied-de-Boeuf et Deux Aygues.

*La Beaume.*

Il faut diviser la vallée de cette rivière d'après sa morphologie en trois sections.

- A. La section entre Loubaresse et Pied-de-Boeuf.
- B. Celle entre Pied-de-Boeuf et les Deux Aygues.
- C. Celle entre les Deux Aygues et Joyeuse.

A. Dans cette section on trouve de très belles terrasses. Vers l'amont on a une vue vaste et étendue sur la vallée. Vers l'aval, les châtaigneraies, couvrant les flancs des montagnes jusqu'à 800 m., empêchent de bien distinguer le relief.

Les versants sont tellement ravinés, qu'il n'y a presque plus de galets roulés sur les méplats.

C'est à Valgorge, sur la plus récente terrasse, qu'on en trouve un paquet. Cependant pour la définition de l'âge cela a peu de valeur, parce que le matériel n'est pas à suivre vers l'aval.

Le grand nombre de ravins est causé par la répartition de la pluie et de la neige pendant l'année. Nous en avons parlé dans un chapitre précédent.

Pendant les derniers siècles l'érosion et la dénudation ont été fortement augmentées par le déboisement de la région.

La population décroît depuis 1863 et beaucoup de champs du haut pays sont abandonnés.

Beaucoup de villages sont entourés de terrasses en friche depuis des années. Celles en bas ont retenu de l'humus pour une végétation de genêt, de ronces, de roses. Il est difficile d'y pénétrer. Quant aux terrasses supérieures, les bassins d'alimentation des torrents en ont détruit la plus grande partie, de sorte qu'il est presque impossible de faire des observations dans ces régions.

Le mesurage se fit avec le baromètre, instrument capricieux. Il fallait monter chaque éperon, et encore la vue est presque partout encombrée par les châtaigneraies, et traverser un tel éperon, demande plus de temps que la descente et la montée.

Sur la pente gauche, les hautes terrasses, en aval de Coudert, sont les plus distinctes. La pente droite, l'Ubac, se trouva tellement déblayée et déchiquetée, que nous croyions quelquefois compter 13 paliers, quand nous nous attendrions à y trouver 4. Cependant les treize „terrasses” ne se présentaient que sur une petite distance. Les grands torrents de la pente gauche ont construit, localement, un cône de déjection à 20 m. au-dessus du lit de la Beaume.

Le cours supérieur de la Beaume se trouve entre deux petites Chams. La

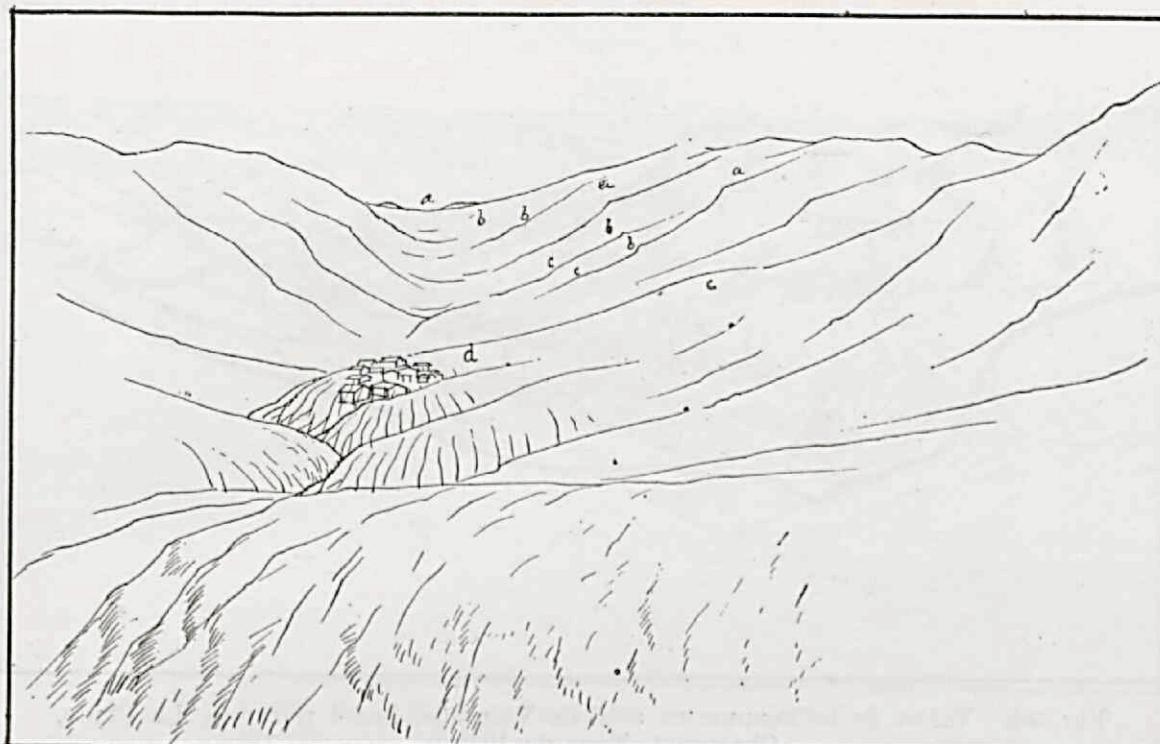


Fig. 13. Vallée de la Beaume, en amont de Valgorge.

- a. Torse près Loubaresse.
- b. Terrasse en amont de Freyssenet. 1000 m.
- c. Terrasse à Freyssenet. 880 m.
- d. Terrasse à Valgorge. 575 m.

Cham septentrionale est formée par la surface bombée du Tanargue, qui se prolonge, comme un dos, vers l'Ouest, beaucoup plus loin que Loubaresse où finit la vallée. L'altitude est au Nord de Saint-Laurent-les-Bains encore 1408 m., elle se termine près de l'Allier. Le point le plus élevé a 1509 m. d'altitude.

De la maison forestière, le Tanargue se dirige vers l'Est, forme un dos descendant de 1441 m. jusqu'à 1340 m. Puis il y a une partie entaillée par le torrent de Salindres. Le Tanargue se termine en 1204 m. dans la Cham du Croz.

Le plateau du côté méridional de la Beaume est à 1250 m.; il se prolonge dans la Cham de Montselgues et forme une crête vers l'Est, le Serre de Valgorge. Originalement la Beaume venait de plus loin de l'Ouest, mais un petit affluent de la Borne, la Liche-Chaude a capturé ce cours supérieur. Et même le torse de la vallée a été entaillé par la Liche-Chaude. Elle s'est rongée dans la roche entre les collines 1225 et 1258, sur la pente droite du torse jusqu'au Tanargue.

Près de Loubaresse, le torse est à 1120 m. d'altitude; on peut le suivre sur le versant Nord de la Beaume par-dessus les plus hauts éperons: 976 m., 920 m., 994 m., jusqu'au delà de La Boule; la terrasse a. Entre Loubaresse et Freyssenet quelques éperons indiquent la terrasse b à 1000 m.

Au-dessus de Coudert cette terrasse est à 795 m. et entre La Boule et Salindres on la retrouve à 740 m., 720 m., 710 m.

C'est la terrasse la plus usée de toutes, par les bassins d'alimentation des torrents.

A Freyssenet une terrasse c se termine en profil transversal à 880 m.,

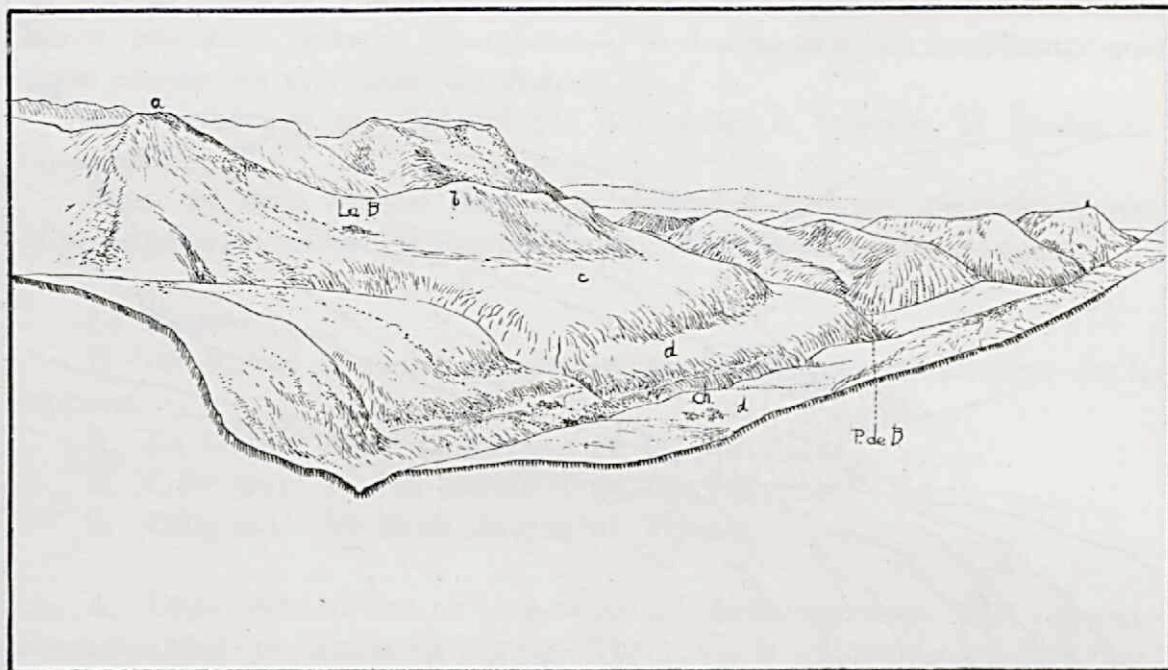


Fig. 14. Vallée de la Beaume en aval de Valgorge. Les 4 terrasses. La Boule, Chastanet, Tour de Brison.

qui se prolonge régulièrement jusqu' à Salindres. L'altitude en est 720 m. à Coudert, 615 m. à Valgorge, 610 m. à Salindres.

Puis on trouve une terrasse d, qui commence à Valgorge à 575 m. et se termine à Salindres à 460 m. Sur cette terrasse d, sur la rive droite, est situé le village Chastanet.

Il n'y a pas grande chose à dire sur l'âge des terrasses. Le torse près de Loubaresse porte deux cônes de basalte, auxquels Boule voudrait attribuer un âge pliocène.

#### *La Drobie.*

La Drobie forme une vallée, depuis la Cham de Montselgues jusqu' aux Deux Aygues. Le versant abrupt droit est taillé par nombre de ravins de peu de longueur horizontale.

Des terrasses ne se présentent pas ici.

Les pentes du régime entier de la Drobie sont très rapides de sorte qu'on n'y trouve presque pas de champs terrassés.

Le versant gauche est formé par les éperons des dos longitudinaux, produits de l'érosion des affluents gauches.

Les dos se prolongent dans la Serre de Valgorge et dans le plateau triangulaire qui forme au Sud de Loubaresse un niveau à 1200 m.; pourtant les dos précités n'atteignent qu'un niveau qui y reste 280 m. au-dessous (Beaume b.). Tantôt ils sont plats, tantôt arêteux. Ce qui a été dit pour les terrasses a et b de la Beaume, vaut aussi pour ce niveau: donc il y a la même difficulté d'y reconstruire des terrasses.

Près de la Drobie les dos ont encore presque 800 m. d'altitude. Les éperons tombent raidement vers la rivière, quelquefois interrompus par une sorte de

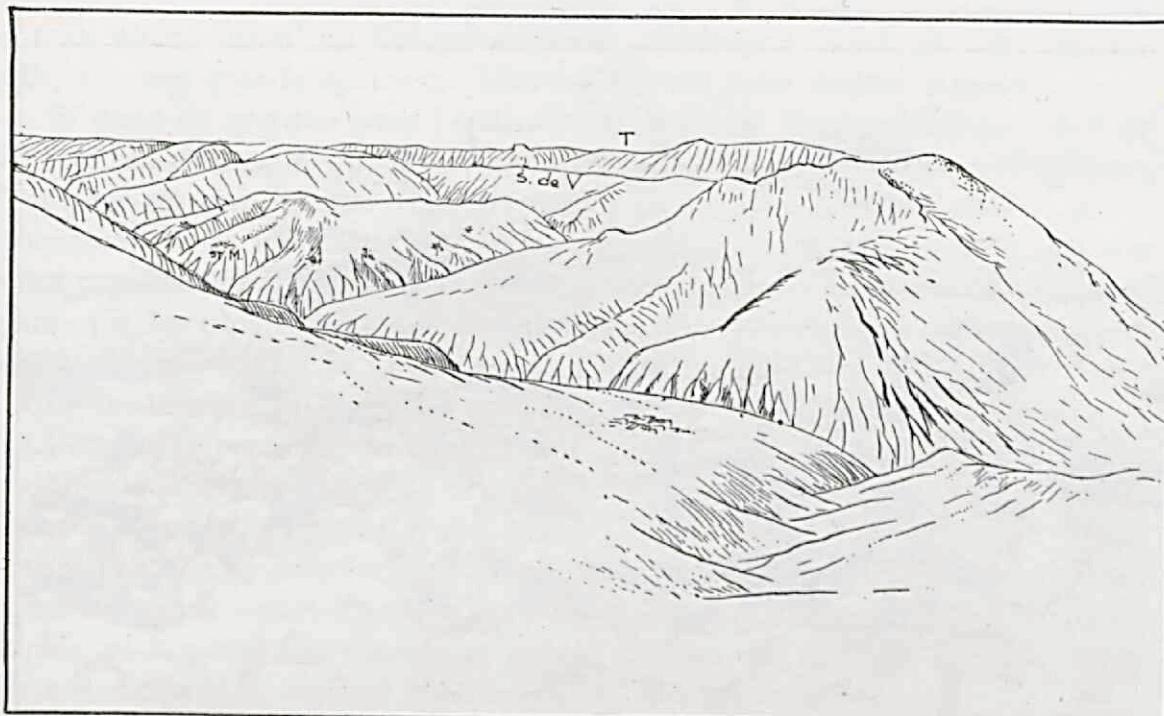


Fig. 15. Vallée de la Drobie. Panorama de La Rochette, vers l'Ouest.

palier ou terrasse étroite. Au-dessus de Saint-Mélanie il y a une telle rupture de pente à 600 m. Les villages se trouvent sur les paliers un peu plus en bas: Saint-Mélanie à 460 m., Sablières à 500 m. (Beaume C.)

Cependant la vallée de la Drobie ne se présente pas comme une gorge. Au paravant c'était une vallée mûre avec de beaux méandres encaissés.

La dite terrasse de recouplement forme le seul niveau d'érosion qu'on puisse suivre le long de la rivière. Elle est près de Saint-Mélanie à 340 m., c'est à dire 20 m. au-dessus de la rivière. Aux Deux Aygues à 260 m. d'altitude et 50 m. au-dessus de la rivière. C'est le niveau d dans la vallée de la Beaume.

#### *Le Chassezac.*

De même comme dans les vallées de la Beaume et de la Drobie, les ruisseaux affluents du Chassezac viennent de gauche; le versant abrupt sud n'a que de ravins très courts. Depuis Gravières, la rivière s'est encaissée dans le grès. Donc il y a les mêmes problèmes, que dans la région à l'Est du Séquanien. Aux Heynes le Chassezac est à 196 m. La vallée est large et il n'y a plus de rapides. Quelques jeunes affluents du Chassezac se sont encaissées dans les schistes à travers le grès. Le terrain schisteux se présente comme de larges dos aplatis et ondulés. Mais grâce au climat et à la résistance peu forte des roches, les talwegs antérieurs sont détruits et il faut être bien prudent quand il s'agit de désigner des terrasses d'érosion. Il y a un niveau à 700 m., puis un autre à 900 m. Le dernier monte peu à peu jusqu' au granit de Montselgues à 1200 m.

La Cham de Montselgues ne nous offre pas non plus beaucoup de matériel instructif.

Le plateau se compose de granit dur, qui dans la partie méridionale est couvert d'une cuirasse d'arkose, plus résistante encore que le granit. Il pourrait

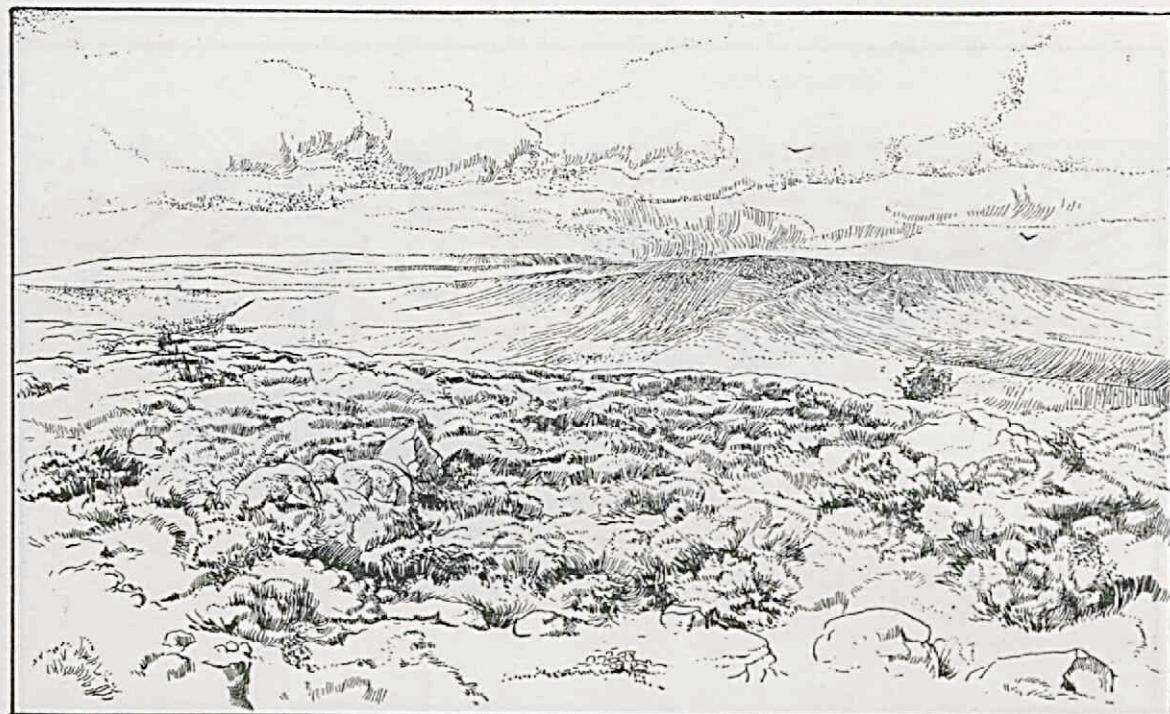


Fig. 16. Cham de Montselgues, vu vers le Sud.

sembler être moins complètement arasé que les schistes, c'est justement la présence de l'arkose, qui nous pose la question; s'il n'était pas possible que les gradins de l'arkose eussent disparu avec le grès moins résistant.

On pourrait supposer que l'étude des cours supérieurs des rivières nous éclaircirait, mais les résultats dans le cas de l'Allier étaient maigres, quant au Haut-Chassezac et à la Borne, et acceptables seulement avec réserve. Ces deux rivières se sont enrichies, à plusieurs reprises en capturant des rivières avoisinantes. Nous avons mentionné l'attaque répétée sur la Beaume; plus tard un affluent droit de l'Allier fut décapité; c'était le ruisseau qui s'embouche à Luc dans la rivière principale. Un tel agrandissement par secousses du régime de la rivière doit avoir eu comme conséquence un soudain accroissement de la capacité et un renforcement de l'érosion. Les niveaux ont été étudiés avec soin par M. BAULIG (2 p. 402.)

Nous nous limitons à donner ses renseignements. A Pied-de-Borne, où est le confluent du Chassezac et de la Borne à 311 m., il y a dans la vallée de la Borne des terrasses. M. BAULIG constate des niveaux à 400 m., 510 m., 570 m., 670 m., 740 m. et 830 m. Il considère les deux derniers plus ou moins comme douteux.

Les terrasses du Chassezac se continuent encore un peu en aval de Pied-de-Borne, mais quand la rivière entre dans les schistes sériciteux et un peu plus loin dans le Trias, les terrasses sont tellement détruites par l'érosion, qu'il ne faut compter faire des observations importantes. Aussi le fait, que les „thalwegs” plus élevés surplombent la surface actuelle de la bordure sédimentaire, est compréhensible. M. BAULIG en dit sur la page 406:

„Mais cela n'a rien que de naturel, car il est certain que les terrains secondaires,

tout au moins jusqu' au Crétacé inférieur, Barrémien inclus, se sont étendus jadis, sur une grande épaisseur, bien au-delà de leurs limites actuelles.

Si donc on restitue avec l'épaisseur et la pente convenables, ces terrains disparus, on reconnaît, que le Crétacé a certainement dépassé 600 m. d'altitude. C'est dans ces terrains que s'épanouissaient en larges plaines les vallées mûres débouchant de la montagne. De ces topographies rapidement modelées et non moins rapidement détruites, il ne subsiste, et seulement sous forme de fragments épars, que les plus récentes: nous les retrouverons en étudiant les plateaux et bassins d'entre Rhône et Cévennes".

Cette dernière constatation n'est pas tout à fait acceptable.

Puisque la pente du soubassement de l'arkose sur la Cham de Montselgues ne diffère que très peu de celle des sédiments à l'Est de la ligne Vans-Aubenas, où il y a une région de cuesta, une telle pente doit aussi avoir existé dans la couverture précitée, qui entourait la Cham du Croz actuelle. Ce paysage doit avoir eu un régime de cours d'eau, qui s'était développé en rapport avec la stratigraphie et la pente des couches et qui est devenu un système radiaire de rivières conséquentes, coulant vers le Sud, le Sud-Est et l'Est.

Le système des affluents subséquents formait des segments d'arcs de cercle.

Les rivières subséquentes doivent avoir eu des affluents obséquents courts et des affluents réséquents, un peu plus longs. Dans la chaux ils étaient peu nombreux, mais un grand nombre s'était développé sans doute dans le grès, et le déblaiement de la couverture a causé le déplacement de tout ce système des rivières, parallèle à lui même et dans la direction de la pente structurale.

Supposer qu'une telle évolution dure pendant une ère très longue, serait trop simple, il faudrait tenir compte d'une accélération possible des mouvements isostatiques ou eustatiques.

Quand ces accélérations se présentent, l'évolution fluviale est dirigée autre par la stratigraphie, la pente structurale, surtout par l'enforcement de l'érosion.

Les rivières se rongent par un ou plusieurs étages inférieurs.

Quelles sont les conséquences pour le paysage des côtes, cela reste hors de question ici.

Ce qui nous intéresse c'est, ce qui se passe dans la région marginale, dans le plus ancien sédiment, le Triasique. Celui-ci couvre encore le cristallin. En opposition avec le calcaire, un grand nombre de rivières réséquentes assez importantes prennent là leurs sources. Par un soudain renforcement de l'érosion, tout le système des rivières s'enfonce de haut en bas par les couches triasiques dans le massif cristallin.

La rivière subséquente, qui en résulte, s'entaille par la même cause à travers la chaux dans le grès. La rivière, arrivée dans le soubassement, est fixée, elle a trouvé son lit définitif. Ainsi par de forts mouvements isostatiques ou eustatiques, de différents systèmes de rivières seront fixés successivement. Une autre conséquence de ces mouvements, c'est que, dans les vallées du pays dénudé, des terrasses permanentes sont formées, tandis que les terrasses des plateaux de côtes sont prédestinées à disparaître, avec les sédiments. Les plus anciennes rivières fixées auront donc plus de terrasses que les plus récentes.

La distance mutuelle des rivières subséquentes est définie, dans le cas des pentes égales, par l'épaisseur des groupes de sédiments. Si ces groupes étaient aussi épaisse l'une que l'autre, et si les changements de niveaux étaient assez forts et aussi grands l'un que l'autre, chaque mouvement fixerait un système de rivières, et il formerait dans le système fixé une nouvelle terrasse.

Mais les circonstances ne sont pas ainsi.

D'abord chaque mouvement forme une terrasse dans le cristallin, mais chaque mouvement ne fixe pas un système dans le triasique. Quelquefois le système suivant, dans les calcaires, est fixé en même temps. Il arrive que le cours inférieur d'une rivière subséquente coule encore par le grès, tandis que le reste de son lit est déjà fixé. Cela peut être le cas, quand le bloc a été déversé de nouveau selon un autre axe, ou bien quand le Trias varie localement d'épaisseur. Alors il peut arriver qu'une vallée subséquente suivante et peut-être une troisième, se trouvent déjà dans le grès.

Et il arrive que ces cours d'eau se rencontrent. La rencontre d'une rivière subséquente avec une rivière conséquente n'arrive pas toujours sous un rectangle et si la côte prend une autre direction, une vallée subséquente pourra retenir sa direction et devenir conséquente. Si l'on applique ces possibilités au pays entre le Tanargue et le Serre de Barry, on peut distinguer 3 systèmes subséquents: 1<sup>er</sup> celui de la Beaume jusqu'à Pied-de-Boeuf, 2<sup>d</sup> la Drobie et 3<sup>e</sup> celui du Chassezac, le dernier système avec les vallées, subséquentes le long de la côte Séquanienne et l'Aluzon.

La région de la Beaume est dénudée depuis longtemps, donc il s'y trouve le plus de terrasses. Le plus ancien niveau de la Drobie, Beaume b, forme des dos longs.

Le plus ancien niveau du Chassezac forme des plats, pas tout à fait à comparer avec les terrasses fluviales.

La Beaume, la Drobie et le Chassezac ont des affluents gauches bien développés, autrefois réséquents, et presque pas d'affluents droits, autrefois obséquents.

Dans l'arkose de Montselgues et dans le Triasique les versants indiquent des déversements en deux directions. La jeune faille de Malarce à la Tour de Brison nous apprend, que ces déversements n'ont pas eu lieu simultanément. Par cette cause, la Drobie peut se prolonger, comme rivière subséquente, dans la Beaume entre Deux Aygues et Joyeuse; elle coule par le Triasique et elle entre le Plateau des Gras en rivière conséquente. L'Aluzon, les cours d'eau subséquents-séquaniens, et le Chassezac sont prédestinés à être fixés au même moment. Ce processus a déjà commencé. Le Chassezac est subséquent, jusqu'à la côte séquanienne; après il devient conséquent, sans changer de direction, parce que la côte elle-même change de direction.

Comme le Chassezac, la Beaume doit avoir obtenu un caractère conséquent sans changement de direction prononcé.

Elle doit avoir trouvé son chemin à travers le Trias, à l'Est de la Tour de Brison, où maintenant coule le Roubraud. Le Roubraud récent ne nous donne aucun indice à ce sujet.

LA ZONE DÉNUDÉE

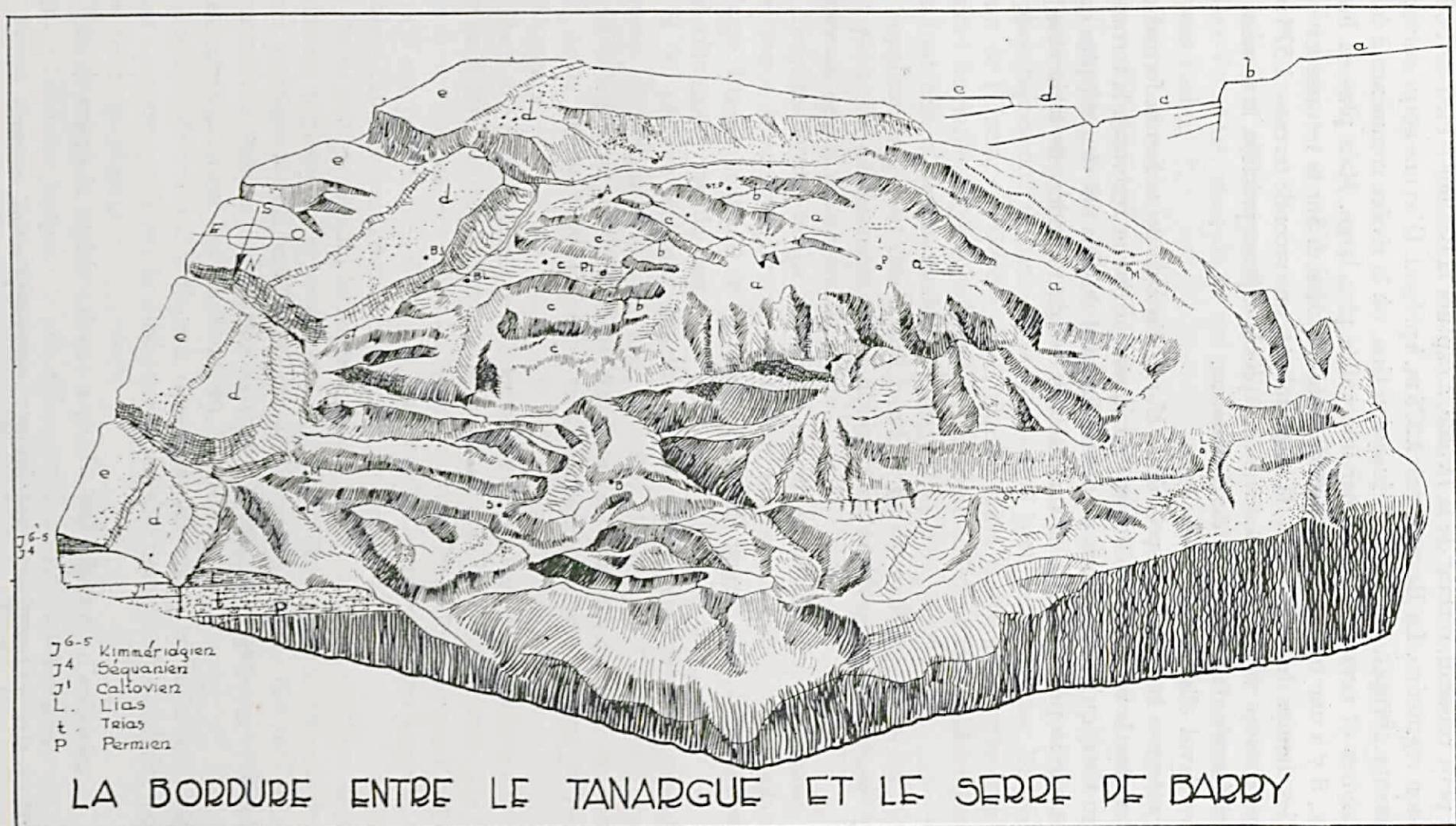


Fig. 17.

Un petit ruisseau, sortant de la Drobie, a capturé la Beaume à Pied-de-Boeuf par érosion régressive. La Beaume y est à 375 m. à présent. D'ici une gorge sauvage, aux versants abrupts, se continue jusqu'au Gua, où la rivière commence à faire des méandres et commence à former une vallée plus large. Mais plus en haut à 440 m., il y a une terrasse sur les deux côtés, Beaume d. Sur la terrasse gauche on voit les champs de La Maire, et, la surplombant, une seconde terrasse à 576 m., qu'on peut suivre vers l'aval (Beaume c.). Après la capture précitée, la terrasse c. doit être formée dans la vallée de la Beaume.

Vers l'aval elle surplombe le Trias.

On retrouve la terrasse d. près de la Marre. En aval de ce lieu la formation des arêtes dans le versant est tellement intriquée que l'on ne reconnaît la terrasse, jusqu' au Gua, qu'aux ruptures de pente. En aval du Gua elle devient plus distincte et elle se prolonge dans la terrasse des dos de méandres de la Drobie.

## LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

L'histoire mésozoïque du BAS-VIVARAIS est bien exprimée dans la surface du BAS-VIVARAIS, mais de ce qui se passa dans l'ère tertiaire beaucoup restera toujours caché.

On sait que, pendant l'Urgonien, la fin de la période marine commença à se dessiner. Pendant le Danien (Depérét), la région émergea probablement de la mer. Cependant, le fait déjà, que l'évolution tertiaire ne peut être déduite que de ce qui se présente dans le couloir rhodanien, indique que les documents géomorphologiques ont disparu. Sans doute, on peut supposer que les rivières, venant de l'Ouest, ont déposé sur la plaine cotière élevée une couche épaisse de matériel fluviatile, dans laquelle elles pouvaient aisément former des méandres, mais tout cela n'est pas facile à constater.

Supposons que tout cela se soit passé, et qu'un soulèvement du sol relativement petit, un déversement ou un abaissement du niveau marin, aurait mis le calcaire au-dessus du niveau de base.

Après un certain temps les rivières se sont encaissées dans le calcaire. Elles y ont formé des gorges dans la roche dure, tandis que dans les marnes la vallée est large. Plus de matériel de l'arrière pays n'est déposé dans la plaine élevée; il est transporté vers la mer.

Si le plateau calcaire s'incline même très peu, le déblaiement du manteau de débris n'est qu'une question de temps. Cependant, un peu de ces débris sera conservé dans les fissures, dans les grottes, et dans les trous de la surface des calcaires très résistants, comme le sont le Païolive et l'Urgonien.

Dans une période plus récente les restes se perdent dans quelque rivière, de sorte qu'il est douteux, si une partie de ce matériel s'y trouve encore. Les débris qu'on trouve de nos jours dans les fissures ou dans les grottes, peuvent être originaires d'une période plus récente. Il est possible qu'il y eût une seconde transgression. Dans ce cas l'évolution décrite, se répétait.

On ne sait pas quand la nappe calcaire fût dénudée, ni combien de temps l'évolution terrestre durât, avant que le stade fût atteint, qui se présente dans les formes fossilisées sous le basalte du Coiron. Il n'est pas possible non plus d'évaluer exactement le volume des masses de roches crétacées et jurassiques déblayées et transportées avant les éruptions du Pontien.

Combien de matériel a disparu, depuis ce phénomène, est rudement à estimer, si l'on constate quelle est la différence d'altitude entre le lit de rivière pontien et les thalwegs récents.

Dès ce temps la région calcaire a perdu 400 à 500 m. d'altitude.

Quant à l'étendue horizontale elle a diminué à un plus haut degré.

Les Petits Causses nous apprennent qu'un jour une grande partie du Plateau

Central a été couverte de dépôts jurassiques; à présent le calcaire ne franchit presque nulle part la ligne La Voulte-Vans.

La situation actuelle est le résultat d'une évolution longue et compliquée. Si l'état géo-morphologique du sol était moins compliqué quant à l'épaisseur des couches, au faciès, au déversement, à l'inclinaison, etc., le problème serait assez simple; un pays de côtes (*cuestas*) se serait formé, comme il est décrit par Davis, Scheu, Schmitthenner, etc.

Dans une plaine côtière alluviale, le réseau fluviatil est beaucoup plus dense que dans un terrain karstique. Si la plaine est élevée et inclinée, les eaux se creusent dans le calcaire du soubassement.

Alors il y a deux phénomènes anormaux dans ce paysage calcaire; a. il y a beaucoup plus de rivières que d'ordinaire, b. il y a des affluents indépendants de l'architecture géologique.

Nombre d'affluents dans le calcaire dur prendront le caractère karstique, c. à. d. elles perdront l'eau.

Le thalweg des rivières conséquentes a, dès le commencement, moins de pente que les couches. Donc seront entaillés à tour de rôle le calcaire dur et les marnes moins résistantes.

La rapidité, avec laquelle la rivière allongée approfondit sa vallée dans les sédiments, est fixée par la vitesse de dénudation du calcaire dur, les marnes ne donnent pas de difficultés à l'érosion. Le calcaire dur, ne composant qu'une partie du paysage sédimentaire, parcouru par la rivière allongée, celle-ci atteindra dès son entrée dans les sédiments, une altitude très peu au-dessus du niveau marin.

Quand dans les marnes, des rivières subséquentes commencent à se déve-

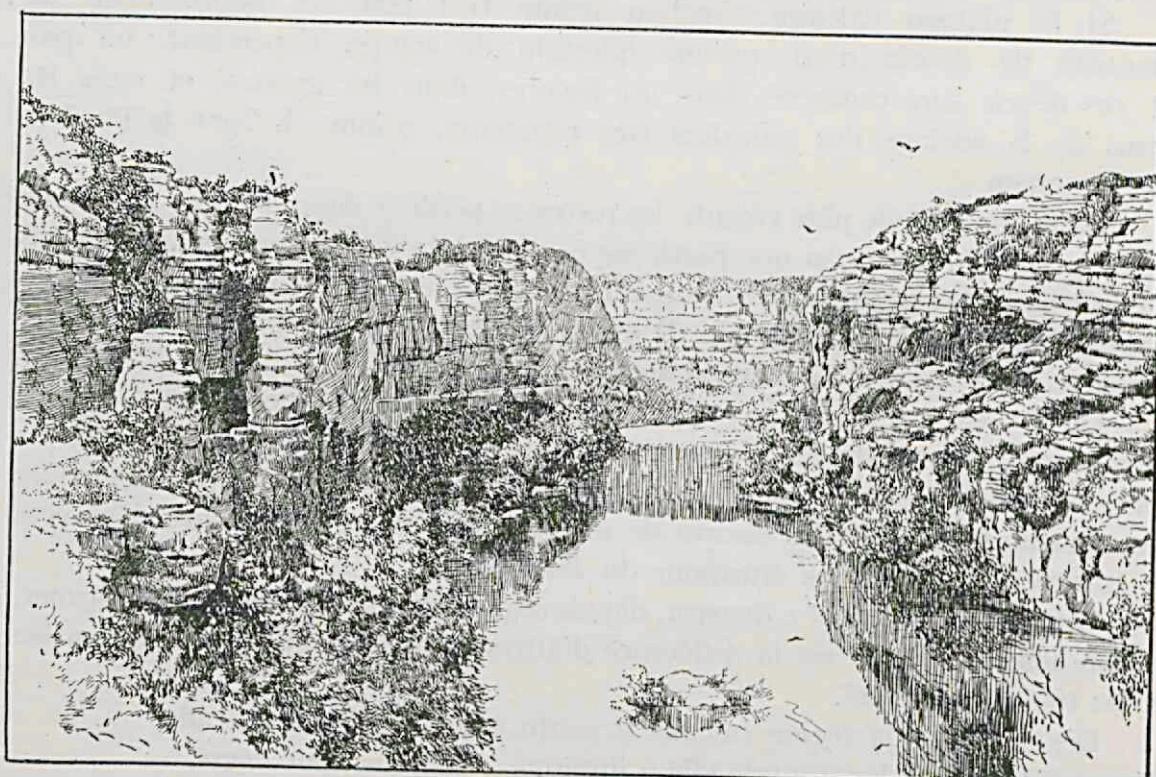


Fig. 18. Le canyon de l'Ardèche dans le Plateau des Gras près de Ruoms.

lopper, le calcaire plus en aval reçoit progressivement moins d'eau de l'arrière pays. Les rivières conséquentes n'ont pas toutes la même capacité; les plus puissantes s'encaisseront le plus vite, et elles décapiteront au bout de quelque temps les rivières conséquentes moins puissantes. Les rivières subséquentes, coulant le plus en aval, commenceront le travail. Le nombre de rivières dans le calcaire va beaucoup diminuer. Enfin il est parcouru par des rivières conséquentes à grande distance l'une de l'autre. Les rivières subséquentes, situées plus en amont, ont une grande capacité, celles plus en aval sont moins puissantes.

Les rivières conséquentes allongées recevant leur eau du pays cristallin exercent, en cas d'alimentation suffisante, toujours de l'érosion. Les autres rivières sont absolument influencées par le facies du sédiment. Elles sont le plus faible dans le calcaire pur et dur. Il n'y a que petit nombre de ruisseaux et ils ne contiennent que peu d'eau. L'eau fluviale suinte par les nombreuses fissures et cavernes, suit en général l'inclinaison des couches et sort en quelques sources peu nombreuses, mais puissantes.

Dans les marnes, l'érosion est plus forte à mesure qu'elles contiennent moins de bandes de chaux et qu'elles sont plus argileuses. Le subséquent y a nombre de petits confluents. Le niveau est abaissé considérablement de sorte que le calcaire pur émerge en blocs épars au-dessus des bandes de marnes. Le bloc calcaire n'a pas une surface horizontale, elle s'incline dans la direction des couches, mais la pente en est plus douce. Donc ce n'est pas la surface de dépouillement, autrefois sous la nappe de marnes.

Comment s'est faite cette surface inclinée?

Le calcaire n'est jamais tout à fait pure; après dissolution il y a un résidu de limon, avec lequel les fissures sont bouchées. Déjà Sawicki a fait attention à ce phénomène. Il faut distinguer 2 zones: la partie d'en bas n'a que peu de fissures, presque totalement fermées par le limon. Une pluie torrentielle les ouvrira sans doute partiellement ou totalement, et une grande masse d'eau s'engouffre; des entonnoirs se forment, quelque part se forment des grottes. La zone supérieure, la zone de dissolution, contient beaucoup de limon, ce qu'on s'aperçoit en travaillant le sol avec la pioche. Car à la surface se trouvent des masses de chailles; c'est étonnant que des plantes poussent là-dedans!

Dans le calcaire corallifère, il faut planter dans les fissures seulement, c'est à dire dans le limon résiduel accumulé.

Ce faciès ne se prête que bien mal à l'agriculture. On y trouve le maquis. Ce n'est pas que tous les orifices, trous et fissures, dans cette zone soient bouchées; déplacement d'une certaine quantité d'eau est cependant possible. La grande masse de l'eau karstique suit cette zone, ce qui est prouvé par la température basse de l'eau des sources vauclusiennes. Le toit bouché de la zone inférieure a une certaine inclinaison, assez grande pour rendre possible l'imbibition. La roche de la zone supérieure se dissout et la surface s'abaisse, mais elle reste parallèle à elle-même. Quand le matériel calcaire de cette zone aura disparu tout à fait, la pluie transportera le limon de la limite et les couches supérieures de la zone inférieure, commenceront à devenir karstiques. La limite s'abaisse, le niveau de la surface de même.

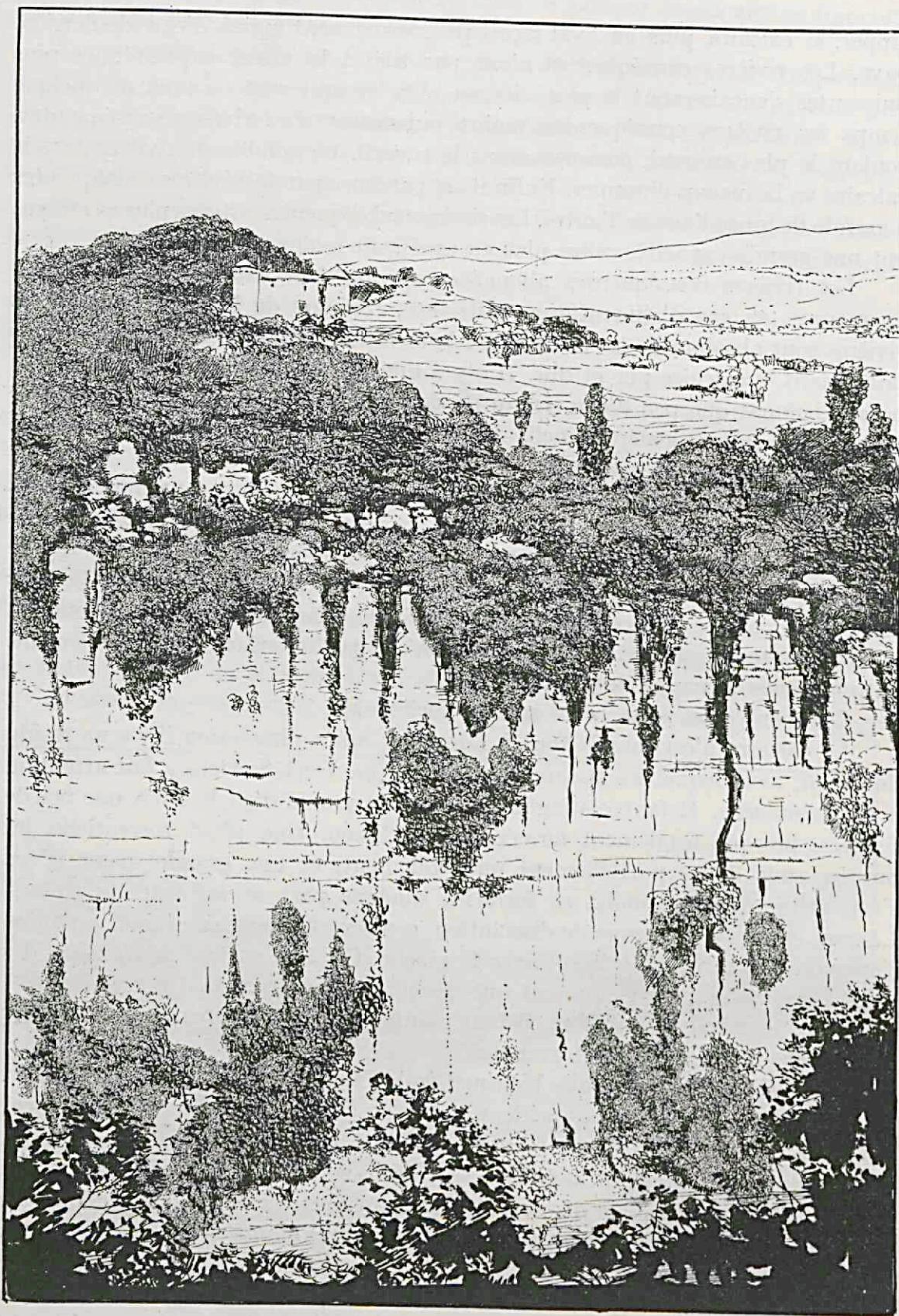


Fig. 19. Le canyon du Chassezac dans le Kiméridgien. La densité des fissures s'augmente d'en bas en haut. La surface du plateau est développée en champ de lapiès.

En aval, la couche superficielle sera le plus humide près des marnes. La dissolution y sera la plus forte et la surface obtiendra un pendage dans la direction de l'eau ruisselante.

A la tête de couche, le bloc calcaire a un rebord abrupt, une côte (cuesta) surplombant l'affleurement des marnes.

Du ruisseau subséquent, des ruisselets obséquents mènent à la côte. Pendant la saison pluvieuse une partie de l'eau pluviale coulera sur le rebord de la limite entre les deux zones. La limite sera arrondie à la tête de la couche et elle se courbera vers les marnes au-dessous.

La résistance des marnes est beaucoup moindre que celle du calcaire dur. Quand la rivière obséquente est située assez basse, les sillons obséquents saperont la côte.

Le rebord de la côte obtient son inclinaison maximale, c. à. d. en bien des cas plus de 90°.

La paroi s'incline, elle est sapée de plus en plus: des niches se forment, elle s'émette et ainsi la côte.

La cuesta reculante peut arriver à un des rares canyons qui ont été formés par les rivières souterraines dans le plateau calcaire.

Alors une nouvelle rivière conséquente est née. On peut étudier le développement de ce procès au canyon de Bourbouillet, dans le plateau des Gras entre Joyeuse et Vans.

La rivière conséquente creuse le calcaire dur dans un canyon. La limite bouchée a une pente vers la rivière, comme la côte. Les sources sont à peu près situées au niveau de la rivière. Comme la côte, la paroi du canyon sera dépourvue d'eau.

L'insolation a peu d'influence dans ces roches homogènes, qui ne sont pas composées de particules colorées. Il y a peu de végétation, donc le sol ne contient que peu d'acide de humus. L'altération superficielle est peu importante. La couche décomposée, de quelques m.m. d'épaisseur, est plus claire que la roche fraîche.

A cause de cela une plus grande partie de la lumière du soleil est reflétée. La „Aufbereitung“ de la roche ne fait pas de grands progrès dans le calcaire résistant.

Quand la rivière a effectué une érosion verticale considérable, elle commence à faire des méandres; elle creuse des niches, de ci, de là dans la paroi calcaire. Celle-ci se détache par morceaux; cependant elle reste abrupte. Le canyon s'élargit, la rivière obtient un thalweg, dans lequel elle fait des zigzags.

Vers l'aval la gorge s'allonge.

C'est la partie la plus récente. L'érosion verticale y est prépondérante. La gorge est étroite, point de place pour une chaussée, qui doit être taillée dans la paroi ou construite sur le plateau.

Le conséquent s'est encaissé le premier jusqu' à la base de la chaux dure là où il entre dans le bloc. Il a déjà un thalweg, quand il atteint les marnes au-dessous. Ici l'érosion par la rivière est temporellement plus vive; le lit a une pente plus douce que dans la chaux; de nouveau la rivière fait des méandres, plus qu'en aval, tandis que, à la tête de la gorge, la paroi du canyon est en recul.

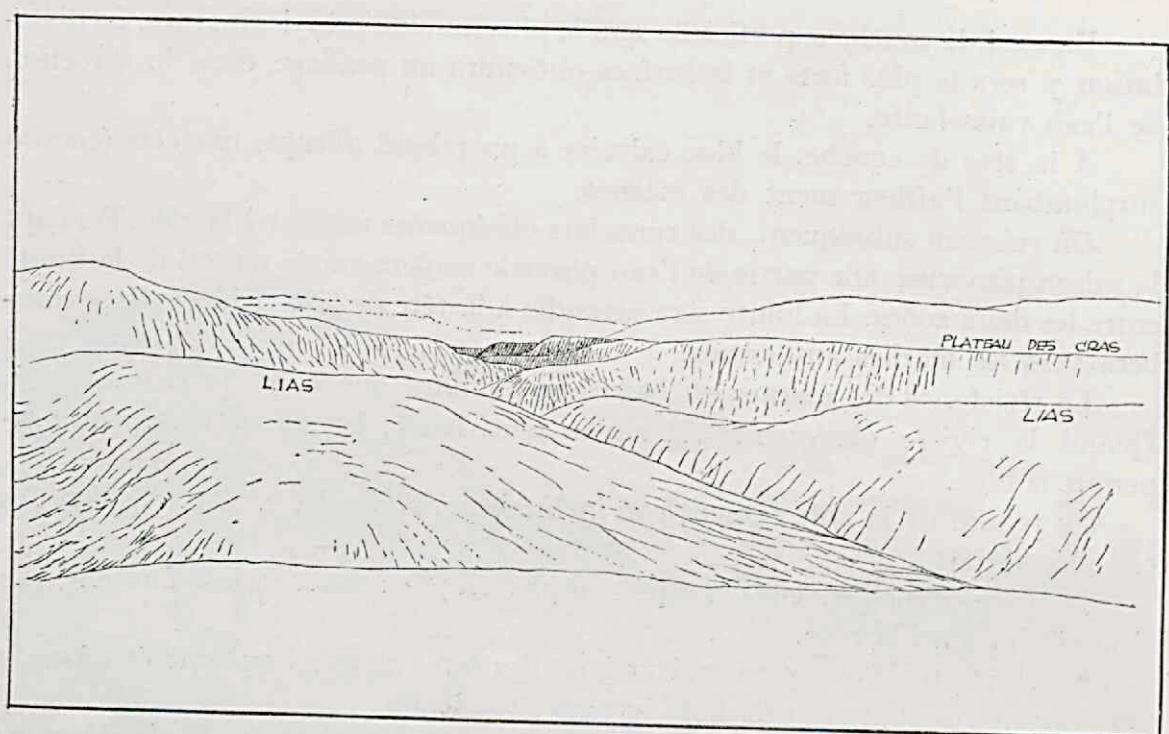


Fig. 20. Entrée du Ligne dans le Plateau des Gras. Méandres encaissés.

Aussi étroite que la gorge est au bout inférieur, aussi large est elle à la tête, offrant lieu à des hameaux.

Dans la partie moyenne, il n'y a lieu que pour quelques fermes.

Comme dit ci-dessus, la rivière conséquente atteint relativement vite l'érosion maximale verticale, grâce à l'affluence régulière de l'eau de l'arrière pays et aux bandes peu résistantes. Cependant une limite est posée, par la pente du joint de stratification entre le calcaire et les marnes, à l'érosion régressive des rivières obséquentes.

Des blocs de calcaire dur se maintiendront, donc les parois ne sont plus sapées, mais elles deviendront moins abruptes par les procès de désagrégation.

Les sources, nourries de la pluie qui tombe sur le plateau, sortent de petites grottes, perdant peu à peu leur toiture. Elles se changent en crevasses aux parois abruptes.

La rivière conséquente pendille par une vallée large. Les parois calcaires s'approcheront le plus près de la rivière au bout de la gorge ancienne; pourtant il y reste de l'espace.

Les blocs de calcaire continuent à s'user; la côte aussi s'abaisse: c'est la fin de l'„Ablauf.”

Cependant ce modèle d'une évolution cyclique est trop simple. L'image du BAS-VIVARAIS n'y répond que partiellement. L'évolution décrite est primaire, mais d'autres procès deviennent actifs, qui peuvent prédominer, localement ou temporellement, sur celui de l'„Ablauf” du paysage de côtes.

Pourtant il est désirable de ne pas perdre de vue le caractère du BAS-VIVARAIS comme „pays de côtes”, car c'est sa qualité caractéristique.

Aussi il vaut mieux suivre la nomenclature classique, puisque cela fait éviter les malentendus.

On présente comme un fait, que le paysage de cuesta est né d'une plaine côtière. La plaine côtière naquit par le relèvement progressif du fond de la mer pendant plusieurs époques.

La dernière transgression est donc un procès, qui s'est étendu sur un long espace de temps.

Des géologues vont même si loin qu'ils déduisent le développement du pays de cuesta souabien de la plaine côtière du Malm.

Ils croient que cela s'est passé sans dénudation postérieure ni déversement.

En général les couches dans le soubassement ont une pente dans la même direction que la plaine côtière.

Nous nous demandons: quels sont les facteurs qui rendent l'évolution d'un paysage de côtes plus compliquée que nous l'avons représentée jusqu' ici?

1. Les couches dont se compose un pays de côtes, ne sont pas partout d'épaisseur égale, donc elles n'ont pas toujours la même inclinaison. Un subséquent traversant les marnes n'atteindra pas toujours le calcaire subjacente à son embouchure. Ceci peut avoir lieu à tout autre point de son cours.

2. L'évolution ne continue pas toujours régulièrement. Celle décrite par M. SCHMITTHENNER, où tout le régime se déplace continuellement dans la direction du pendage, aura lieu en cas d'un soulèvement continu lent et égal du pays ou en cas d'abaissement du niveau marin.

Mais en cas d'un abaissement soudain du niveau de base, quelle qu'en soit la cause, un subséquent, encaissé presque jusqu' à la base des marnes, ne pourra pas se déplacer latéralement et il restera donc dans les marnes. Il s'encaissera plus tard dans la chaux du soubassement.

3. E. HAUG a décrit un système de failles s'étendant de la Voulte sur Rhône jusqu' aux Vans. De l'inclinaison des failles, il conclut, que le Jurassique a glissé vers l'Est.

Glissement cause plissement. Hors les petits plis il y a un système puissant de plissements. Les sédiments du Plateau des Gras s'inclinent vers l'Est. Entre Ruoms et Vallon les couches sont presque horizontales. De la Dent-de-Rez une arête anticlinale s'étend vers le Nord, avec pendage des flancs vers l'Ibie et le Rhône. Dans le flanc oriental il y a des failles. La grande synclinale s'approche du Coiron entre Villeneuve-de-Berg et Vogué et plonge sous les basaltes.

Pendant les périodes successives ce pays de côtes doit avoir offert des aspects différents. Bien que les groupes de formes soient placés et restés en ordre parallèle, il faut qu'il y ait eu inversion de relief durant les stades divers. Ces groupes forment tantôt le synclinal, tantôt l'anticlinal. Donc il est justifiable de supposer que l'image hydrographique, pontienne et pliocène, était autre que l'image actuelle. De nos jours le synclinal se compose principalement des marnes du Valanginien et Hauterivien.

Voilà la cause du grand nombre de vallées subséquentes entre la Dent-de-Rez et le Plateau des Gras.

Par les modifications, cités sous 1, 2 et 3, l'Ardèche subséquente obtient

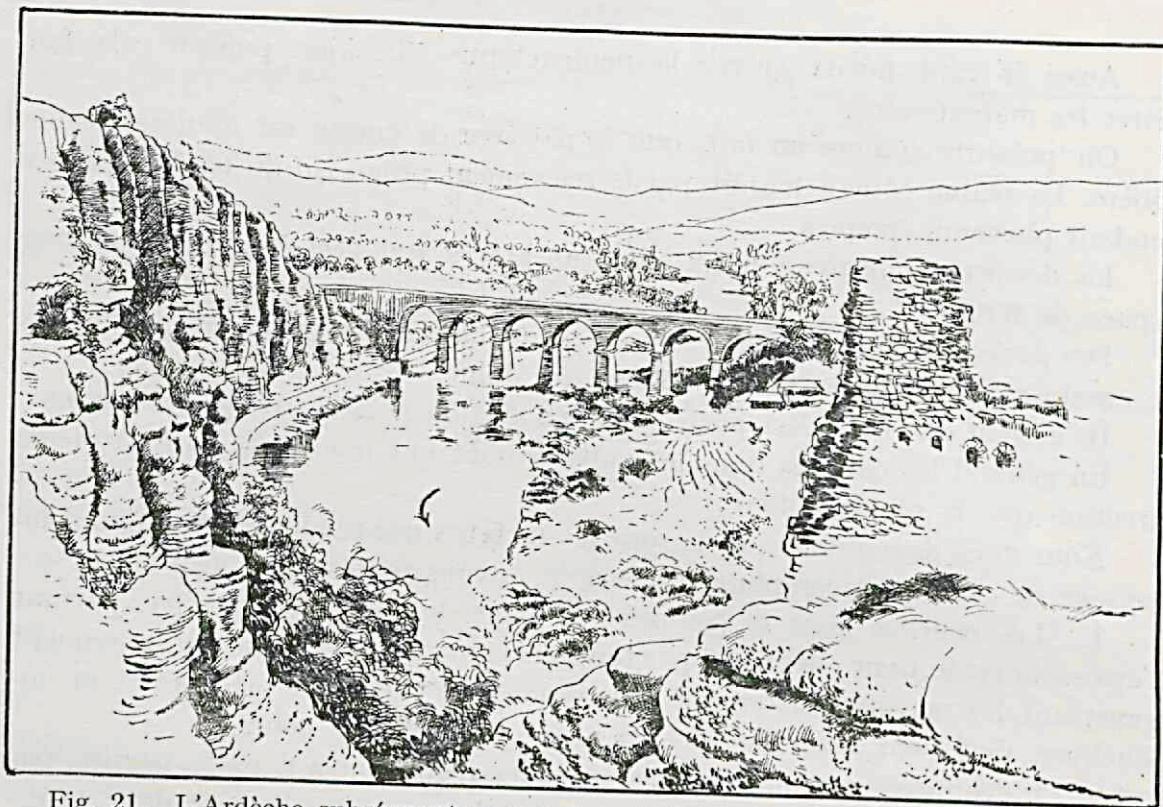


Fig. 21. L'Ardèche subséquente entre dans le Plateau des Gras près de Ruoms.

des déviations. Elle coule principalement dans les marnes valanginiennes. Cependant entre Balazuc et Chauzon, comme entre Pradons, elle s'est encaissée dans le Tithonique. De là, le fait extraordinaire que l'Ardèche reçoit le Ligne dans le Tithonique et non dans le Valanginien.

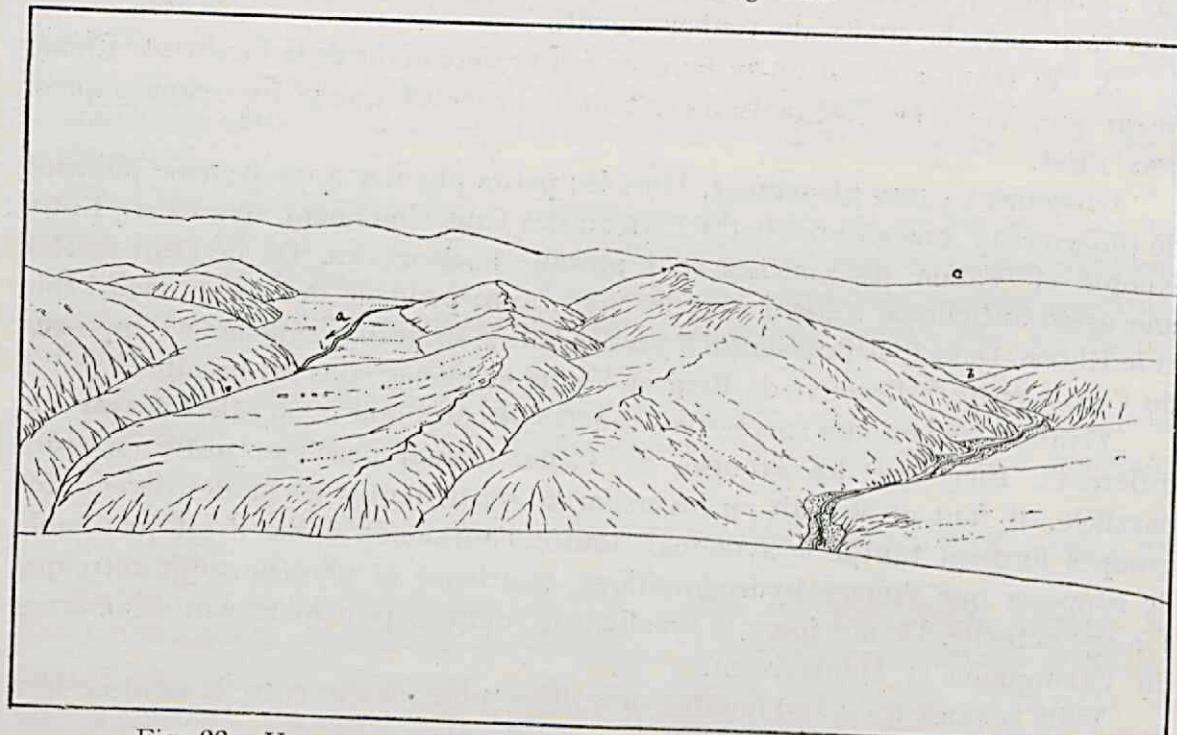


Fig. 22. Vue panoramique prise de St. Maurice d'Ibie vers le Nord.  
Vallées capturées de l'Ibie (a) et du Rounel (b). Coiron.

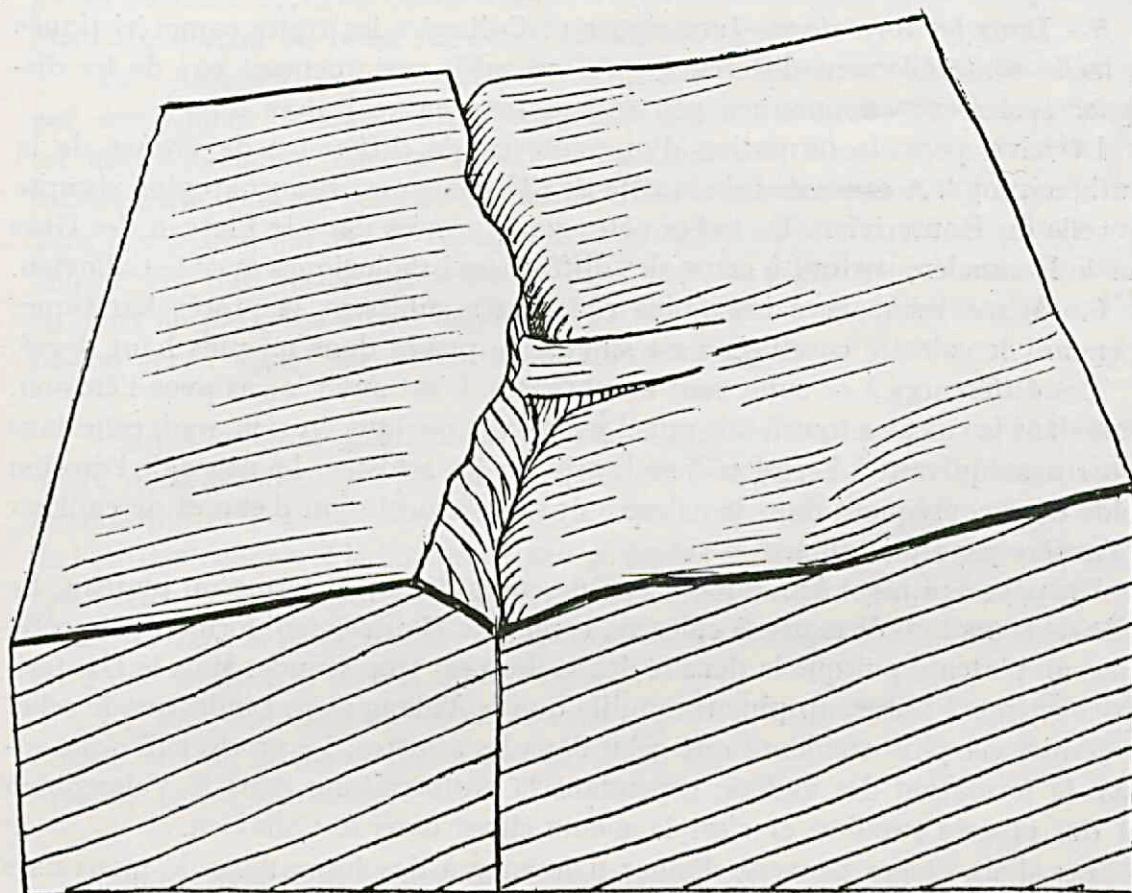


Fig. 23. Un „pont”.

4. Pour la naissance d'un pays de côtes il faut déversement, qui peut avoir en lieu le long de plus d'un axe. Il peut avoir été même intermittent ou différent, ainsi que la rivière reçut tantôt un caractère conséquent, tantôt subséquent au même point. Au BAS-VIVARAIS, il y a déversement selon deux axes. Le premier est parallèle au Coiron, le deuxième aux Cévennes. Nous voyons les côtes des Gras, du Hauterivien et de la Dent-de-Rez tournées vers l'Ouest, les deux dernières partiellement tournées vers le Nord.

L'Ibie passe par le Valanginien, le Hauterivien et l'Urgonien; elle est conséquente dans cette partie de son cours. Avec les rivières conséquentes elle a de commun les entonnoirs, les vallées larges et les canyons. Le cours supérieur du Rounel est conséquent aussi; il passe par le Valanginien et le Hauterivien et possède des entonnoirs et des gorges. Le cours inférieur du Rounel est subséquent.

Mais par rapport à la pente orientale générale, l'Ibie est subséquente.

Après tout, on peut se servir des mots conséquent etc. seulement à l'égard d'un pays de côtes de modèle classique.

L'image hydrographique peut s'altérer, si les subséquents suivent la pente nouvellement née par le déversement. Ils s'encaisseront plus vite et quelquefois ils captureront une partie de la rivière subséquente, opposée.

Voilà donc la cause de la formation des „ponts” entre des vallées subséquentes, comme celui entre La Blachère et Notre Dame de Bon Secours.

5. Dans les formations Jurassiques et Crétacées les traits caractéristiques des faciès sont tellement différents, qu'il ne suffit certainement pas de les distinguer seulement en „marnes peu résistantes” et „calcaires durs”.

Décisive pour la formation d'une côte est la différence de vitesse de la „Aufbereitung”. A cause de cela la côte de l'Urgonien est beaucoup plus abrupte que celle du Hauterivien. De belles côtes sont formées dans le Plateau des Gras dans le Rauracien, surtout à cause des différences lithologiques avec le Callovien.

6. Même les marnes les moins résistantes subissent le procès karstique; cependant le calcaire coralligène est sujet à ce procès dans un plus haut degré.

Les différences à ce sujet sont nombreuses. C'est aussi le cas avec l'érosion. Même dans le calcaire tout à fait pur il y a encore quelque érosion, mais celle dans les marnes équivaut à l'érosion dans le grès ou les schistes. La cause de l'érosion rapide d'un conséquent dans le calcaire dur est la profusion d'eau et de cailloux de l'arrière-pays cristallin.

Un pays vraiment karstique a peu de cours d'eau. Il forme un plateau. Le faciès de transition de marne à calcaire, comme le Hauterivien, formera une côte, et pas un plateau, puisque la densité des vallons est trop grande. Mais le Hauterivien a un relief beaucoup plus tranquille que le Valanginien, tandis que le relief du dernier est plus accidenté que celui dans les schistes. Le procès karstique entrave la formation des vallées; cependant la Aufbereitung dans le Valanginien fait des progrès rapides, et c'est la même chose dans le Callovien.

Les deux étages peuvent donner naissance à des formations de mauvaises terres (badlands).

7. Les côtes ont des qualités communes, mais la valeur de ces qualités diffère et la rapidité, avec laquelle les côtes sont en recul, diffère aussi. Voilà une des raisons pourquoi un pays de côtes ne reste pas conforme à lui-même pendant son évolution.

8. Le calcaire coralligène, presque sans couches d'argile, ne sera pas bouché totalement, il sera moins bouché qu'un calcaire — du reste aussi dur — mais contenant plus de bandes marneuses. Moins d'eau sera retenue dans la couche supérieure du calcaire coralligène, et cette couche ne peut pas se dissoudre aussi vite qu'une autre, plus complètement bouchée; la formation des grottes dans le calcaire coralligène sera très intensive. Différence en rapidité de dissolution de la couche supérieure bouchée, cause une différence dans l'amoindrissement.

Voilà une des raisons pourquoi les plateaux n'ont pas la même altitude dans un pays de côtes.

9. Dans le calcaire pur l'érosion en plein air est à peu près réduite à rien. L'abaissement du terrain est la suite de la dissolution.

L'eau parcourt un réseau cohérent de fissures sur une couche presque fermée. Des trous se trouvent là-dedans, causent localement une circulation d'eau à plus grande profondeur et des grottes peuvent s'y former. Dans le calcaire impur, et dans les marnes d'un caractère prononcé, il y a aussi de la dissolution, mais l'érosion prédomine comme facteur destructif.

La sécheresse prolongée et les hautes températures estivales empêchent l'évolution d'une couverture végétative ininterrompue. Ajoutez la force des

pluies automnales, et on comprend qu'il doit se développer après chaque abaissement du niveau de base, un dense réseau de rigoles.

La „Aufbereitung des Gesteins” s'effectue rapidement dans les marnes et par conséquent la forme à pic des parois aussi, s'adoucit vite. Une pénéplaine est née, s'inclinant dans la direction des ruisseaux, c'est à dire vers la rivière subséquente. Dans la zone de transition entre le calcaire pur et la marne pure il y aura une pente, qui est le résultat de dissolution, d'érosion et de glissement de débris. Par une petite différence en résistance les plateaux calcaires se divisent en deux ou plusieurs larges bandes, séparées par des ruptures de pente: l'inclinaison vers l'amont est moins rapide que vers l'aval.

Faut-il accepter des niveaux d'érosion dans cette pente? Bien sûr théoriquement, mais la largeur du plateau — quelques kilomètres — est si insignifiante, la dénudation et l'érosion sont tellement intensives, que chaque nouvelle attaque de l'érosion conquiert le terrain en peu de temps et détruit les marques d'un niveau précédent. S'il en reste pourtant, l'abaissement du niveau de base doit s'être accompli dans le passé récent; il se peut aussi qu'il s'agit d'un facies très puissant ou d'une pente très douce, donc longue.

La bande le long du Chassezac subséquent, entre Chandolas et Ruoms, est étroite et sans niveaux d'érosion, entre St.-Remèze et le Rhône, elle porte des niveaux et est très large.

Somme toute, la formation d'un pays de côtes ici est devenue tellement compliquée, qu'il n'est pas étonnant qu'il y ait des auteurs qui ont perdu de vue tout à fait, qu'il est question d'un tel paysage; que d'autres s'appuient sur des facteurs accessoires et en exagèrent l'influence.

Une des premières personnes à reconnaître le caractère original du paysage en question était Ludomir Sawicki. En 1909 parut, de sa main, dans le Bulletin de l'Académie des Sciences de Cracovie, un article:

„Causses, Szkie Krasu Zgrzybialego”. Un résumé allemand y a été ajouté:

„Causses, Skizze eines greisenhaften Karstes”. Il est regrettable que l'auteur ait omis dans le texte allemand la description de l'Ardèche, figurant dans le texte polonais. Le séjour de Sawicki au Bas-Vivarais n'était pas de longue durée. Son travail témoigne de l'étude des cartes et des panoramas. C'est remarquable qu'il ait vu pourtant l'essentiel! Il distingue 3 plateaux qui se terminent dans une côte vers l'Ouest. Devant la côte il y a une rivière subséquente. La première côte se trouve à l'Est de l'Ibie, qui est la subséquente. Le premier plateau est à 720 m. d'altitude. Evidemment il parle ici de l'anticlinal de la Dent-de-Rez.

Le plateau se prolonge de l'autre côté de l'Ardèche.

Comme deuxième plateau il prend l'anticlinal à l'Est du Chassezac inférieur et le terrain entre l'Ardèche de Vogué à Ruoms et l'Ibie.

Le troisième c'est le plateau des Gras, qu'il pense s'étendre du Coiron jusqu'à la Beaume. La côte, qu'il y a remarquée, est un fragment de la côte de la Voulte aux Vans.

Il considère le grès comme littoral; donc il faut chercher là l'ancien bord de la mer. Dans le grès il distingue un niveau de 450 m. — dont surgit le Gras Mont — c'est à dire la Cham du Cros, comme un monadnock, à 1204 m. d'altitude.

Le canyon.

Lequel sera l'effet d'un abaissement du niveau de base sur les formes du canyon?

La rivière fait des méandres encaissés; comme on le voit sur le plateau des Gras chez le Chassezac, la Beaume, le Ligne et l'Ardèche; et de même chez l'Ibie entre Grand Chambon et Vallon, chez l'Ardèche encore entre Vallon-le-Vieux et Aiguèze. A 20 m. au-dessus de la rivière on trouve de ci de là un petit paquet de conglomérat, témoin d'un stade antérieur de l'érosion. Il ne faut pas confondre ce conglomérat, représentant le débris de tout l'arrière-pays cristallin, avec le conglomérat déposé par les ruisseaux temporaires du plateau.

Quand les pluies sont tellement abondantes que les fissures dans la surface ne peuvent pas avaler toute l'eau, un ruisseau se forme, faisant une chute par-dessus le bord de la paroi. Après un seul jour il a disparu, laissant un cône de déjection. Les débris consistent de cailloux calcaires et argileux, plus ou moins soudés les uns aux autres. L'argile étant enlevée, le reste ressemble à une éponge.

La paroi tout à fait abrupte ne retient naturellement pas le matériel; pour le reste on le trouve un peu partout. C'est le résultat, tout simplement, de la pluie!

Peut-on indiquer dans le canyon des terrasses d'érosion, comme c'est le cas dans les vallées de la zone cristalline?

L'érosion dans le thalweg fait des progrès assez vite. Quand l'abaissement du niveau de base est un procès de longue durée et passe lentement, il ne surpassera pas l'érosion dans le canyon.

Même quand le procès est plus intense, l'érosion en détruit l'effet.

Donc des différences possibles du pendage dans le profil longitudinal doivent être attribuées à des différences dans la résistance de la roche dans le lit de la rivière.

Les différences dans la pente du lit se retrouvent dans les parois du canyon; ce sont donc des paliers de faciès!

Dans les canyons du BAS-VIVARAIS il n'y a pas tant de gradins que dans ceux du Lot, du Tarn et du Jonte; parce que les premiers ne sont pas assez profonds et que les assises y sont très épaisses. La paroi du canyon s'approprie mal à la formation de paliers, à cause de son manque d'humidité; elle est plus sèche que la surface du plateau et la dénudation s'y fait très lentement.

Dans le développement descendant, succédant au développement montant, le degré de recouplement des versants est défini par l'altération de la pente de l'étage inférieur (W. PENCK).

S'il y a érosion accélérée dans les marnes de l'entrée élargie, la pente aura beaucoup diminué en peu de temps. Les calcaires surplombants, plus durs que les marnes, seront sapés et recoupés; ils retiendront leur pente abrupte, et un palier d'érosion ne peut pas se former.

S'il y a encaissement précipité dans la partie inférieure de la gorge, celle-ci deviendra plus profonde, pas plus large, aussi longtemps que la rivière reste dans le calcaire dur: le canyon retient son caractère!

Si la rivière forme des méandres dans la partie vers l'amont du canyon, il y a des endroits, où cette rivière touche la paroi et la sape. Ce sont des endroits où le recul de la paroi est plus fort qu'ailleurs.

Le méandre se déplaçant vers l'aval, les endroits de recul de la paroi se déplacent dans la même direction.

Il y a donc dans un canyon un rajeunissement de la forme de la paroi, qui est liée au déplacement des méandres.

C'est un rajeunissement dans une direction opposée à celui, qui est causé par un soulèvement du sol ou un abaissement du niveau de la mer.

Il y a des différences entre ces deux cas de rajeunissement.

1. Dans le second cas, il y a rajeunissement égal des deux parois d'une vallée, dans le premier cas il n'y a pas de rajeunissement de la paroi, qui est opposée à l'endroit sapé.

2. Le nombre de rajeunissements du second cas, dans une vallée, est déterminé par le nombre des changements du niveau de base. Le nombre de rajeunissements du premier cas, dans un canyon, est déterminé par le nombre des méandres.

Les rajeunissements progressifs ont la tendance d'effacer les marques d'érosion régressive dans le canyon.

#### Les plateaux calcaires.

Sawicki considère les méplats comme appartenant à un pays de côtes. D'autres auteurs ne partagent pas cette opinion, soit qu'ils aient travaillé plus dans la zone cristalline, soit qu'ils aient pris les plaines calcaires comme des niveaux d'érosion; ils ont méconnu le caractère karstique du pays.

M. BRIQUET a étudié l'Erieux, un cours d'eau, venant des Cévennes et s'emboîtant dans le Rhône au Nord du Coiron. Il trouva quatre terrasses et en donna l'explication suivante:

„Ce qui est une vallée étroite dans les Cévennes, est devenue une plaine dans la roche moins résistante le long du Rhône.”

Donc il compare les terrasses dans les Cévennes aux plateaux du BAS-VIVARAIS.

Dans la dépression on ne voit plus rien de ce qu'il constate dans son Cycle I. Un reste se trouve sous le basalte du Coiron. „Si les vallées mûres du cycle II ont un équivalent dans la dépression, ce ne pourrait être que des lambeaux d'une haute plateforme d'alluvions composées de quartzites: tel le plateau de Chambaran”.

Il l'appelle niveau II. Il croit le retrouver sur les plateaux calcaires entre Rhône et Cévennes.

III forme des vallées dans le niveau II.

IV est un rajeunissement en III.

Cette opinion simpliste a été révisionnée à fond par M. BAULIG. D'après lui l'aspect du pays est bien plus compliqué, mais M. BAULIG n'a pas appliqué les résultats de son étude sur les terrasses de l'Erieux aux plateaux calcaires.

Il tâche de comparer ces terrasses à celles que A. DEMANGEON indiqua dans le Limousin et essaie de déduire des phénomènes, remarqués dans les niveaux calcaires le long du Rhône, de la formation des terrasses du Limousin aussi bien que de celles des Cévennes.

Ces niveaux calcaires, il les examine très sérieusement et il tâche de les faire accorder avec la théorie eustatique du général DE LAMOTHE.

Guidé par les idées du Dr. B. MARTIN, il suppose que cette théorie s'applique au rebord calcaire, puis à tout le Plateau Central, qu'un abaissement répété du niveau de base a été causé par un abaissement répété du niveau marin.

„C'est au Dr. B. MARTIN que revient le mérite d'avoir reconnu le premier aux environs de Montpellier l'existence de plusieurs surfaces nivélées non déformées et étagées à des altitudes absolues constantes. Ses idées sur ce point étaient arrêtées dès 1911, et je pus alors en vérifier l'exactitude en sa compagnie. Les observations du Dr. MARTIN sont restées inédites jusqu'en 1922, date où M. SION d'accord avec l'auteur, en publia la substance dans une courte note". (B. p. 433).

M. BAULIG distingue dans le calcaire entre le Rhône et les Cévennes trois niveaux principaux:

Ceux à 180 m., 280 m. et 380 m.

Le niveau 180 comprend toute la Garrigue de Nîmes.

Le niveau 280 se montre au N.-O. de Montpellier.

Le niveau 380 se trouve dans de BAS-VIVARAIS.

„Mais ensuite le terrain se relève vers le gros massif urgonien du Bois de Ronze, témoin d'un cycle antérieur (sommets à 396-, 395-, 387 m.); la surface de 280 m. s'y termine assez soudainement par de courts et raides vallons. Au delà le terrain s'abaisse de nouveau, à cause du voisinage de l'Ardèche et probablement aussi grâce à la faible résistance de l'Aptien, du Crétacé supérieur et de l'Oligocène, conservés dans un synclinal.

La Bastide-de-Virac occupe le fond d'une dépression que l'Urgonien encadre vers 290 m.

Le niveau de 280 m. borde la gorge de l'Ardèche, mais d'une manière discontinue, 298-, 296-, 280-, 304 m. On le trouve encore plus largement développé au Nord de la rivière, autour de Bidon, 285-, 305-, 295-, 292 m.; ici il mord visiblement sur le flanc du dôme Urgonien de Saint-Remèze, qui le domine au Nord. Ce dôme est tronqué au sommet par le cycle de 380 m. Quelques points dépassent 400 m., et au-dessus se dressent les reliefs du Serret de Barrès, 670 m., et de la Dent-de-Rez, 720 m.; mais la surface de 380 m. les entoure de tous côtés". (B. p. 438.)

„En revanche le cycle de 380 m. se devine sur le bord N.-O. de la Montagne-de-Berg en contre-bas du Croix Juliau, sous forme d'un palier étroit entre 400 et 440 m." (B. p. 438).

M. BAULIG trouve encore des niveaux, qu'il appelle „subordonnés", et dont il donne une explication à peine acceptable. Ils n'auraient que quelque intérêt local. Cependant le grand plateau des Gras en est un!

„L'un d'eux s'observe sur les Gras méridionaux, au confluent de l'Ardèche

et du Chassezac, 264, 265-, 259-, 268-, 269-, 267-, 257-, 260-, 259-, 270 m., et au Sud de l'Ardèche sur le Gras de Saint-Paul-le-Jeune, 260-, 251-, 252-, 274-, 262-, 259-, 269-, 263 m." (B. p. 439).

M. BAULIG doute que ce niveau de 250 m. soit du même ordre que les niveaux de 180-, 280- et 380 m.

„L'extension limitée et assez particulière du niveau de 250 m. peut faire douter de son existence indépendante. N'aurait-on pas affaire à un simple faciès local du niveau de 280 m., développé au-dessous de l'altitude normale, grâce à la moindre résistance du calcaire des Gras comparé à l'Urgonien? Mais le niveau de 250 m. est si régulier et l'altitude de ses points bas si constante même dans les roches les plus diverses, que cette explication ne peut être admise. D'ailleurs, si le niveau des Gras devait être rattaché au cycle de 280 m., on s'attendrait plutôt à le trouver à une altitude supérieure, en raison de sa distance plus grande au niveau de base. Quant à supposer un affaissement local qui aurait modifié l'altitude originelle des Gras, ce fait constituerait une exception unique dans l'histoire morphologique de la région, depuis le cycle de 380 m. au moins, il en aurait respecté l'horizontalité originelle, alors que la tendance des mouvements du sol dans cette région devrait, semble-t-il, être d'accuser le pendage vers l'E. ou le S.-E.

Il est donc évident qu'il faut considérer la surface de 250 m. comme représentant *un cycle distinct*, intermédiaire, entre le cycle de 280 m. et celui de 180 m."

En 1934 a paru de M. ELIE REYNIER, professeur à l'Ecole Normale de Privas: *Le Pays de Vivarais*.

M. REYNIER est le géographe social de l'Ardèche.

Ces études le prouvent, comme ses élèves, qu'on rencontre partout dans le département. Doué d'un vrai amour pour l'humanité, le „homo socialis" est l'objet de son travail, de ses pensées, de ses études. Il connaît chaque coin de son petit pays et, étant bon observateur, ses observations géomorphologiques sont de grande valeur.

M. REYNIER a essayé de poursuivre les formes de la vallée de l'Erieux sur une plus grande distance, y compris les plateaux calcaires.

Il doit pouvoir compter avec quelque vraisemblance parmi les formes de son cycle II. „une partie de la surface mûre, sous-coironnique, 800-600 m. . . ; le cycle IV, du Pliocène supérieur, comprendrait . . . les bois de Ronze aux altitudes de 387-400 m., Saint-Remèze, 380-390 m., le bord N.-O. de la Croix-Juliau, 400-440 m. Le cycle suivant, encore du Pliocène supérieur, une centaine de mètres plus bas, se verrait . . . , autour de Bidon, à 285-305 m., sur les bords des gorges de l'Ardèche, . . . Le dernier cycle avant l'état actuel, une centaine de mètres encore plus bas, apparaît dans les plaines de Chomérac et de Villeneuve-de-Berg, . . et plus au S., sur les Garrigues nîmoises.

Entre ce cycle et le stade actuel, la rive gauche du Rhône présente plusieurs terrasses intermédiaires, il est souvent difficile de les retrouver sur la rive ardéchoise, où le fleuve les a détruites au fur et à mesure qu'il les construisait, sauf vers Saint-Montan, Saint-Martin d'Ardèche, le Bourg-Saint-Andéol. Enfin la

phase actuelle, encore en plein travail, d'une érosion si active, qu'elle a parfois „dévoré” toute trace du ou des cycles antérieures.” (R. p. 88, 89).

En 1913 a paru à Bonn de Herbert Posseldt: Landeskundlicher Abriss des Nieder-Languedoc zwischen Rhône und Hérault.

M. POSSELDT décrit pourtant une surface plus étendue. Au Nord elle passe l'Ardèche et continue jusqu'à la Dent-de-Rez.

Il ne trouve qu'une seule surface: „Es kann gar nicht daran gezweifelt werden, dasz wir es hier mit einer Peneplain zu tun haben, die gleichmässig über das ganze Gebiet der tertiären Faltung vom Hérault im Westen bis zur Rhône im Osten und über die Ardèche im Norden hinauszieht, indem sie im allgemeinen von Norden nach Süden von ca. 350 m. Meereshöhe nördlich der Ardèche bis auf 200 m. im Plateau von Nîmes abdacht.” (P. p. 25).

M. POSSELDT présume que cette pénéplaine a été déversée et soulevée, comme il a cru pouvoir le préciser pour la terrasse de gravier du Pliocène supérieur, qui descend de Rochefort près de Nîmes jusqu'à St.-Gilles, c'est à dire de 115 m. à 8 m.

„Im Norden beginnt diese ausgedehnte Destruktionsfläche, nördlich der Ardèche, etwa bei Viviers. Ueber diese allgemeine Höhenlage von 320-340 m. ragen nur wenige, sanft geformte Erhebungen bis zu wenig mehr als 400 m. auf, ohne jedoch den Plateaucharakter verwischen zu können.

Diese Härtlinge, welche meist schild- oder sattelförmige Erhebungen darstellen, verdanken ihre Existenz widerstandsfähigeren Schichten der untercretaceischen Serie und sind meist mit knie-bis brusthohen lichten Gebüschen der immergrünen Eiche bestanden, weshalb sie auf den Generalstabkarten als bois de Laval, bois des Gandes, bois Malbosc etc. verzeichnet sind.” (P. p. 27).

L'Ardèche a formé une gorge dans ce terrain.

„Die Ardèche tritt bei Salavas aus den Vorcevennen in das Gebiet der niederlanguedocischen Peneplain ein und empfängt hier in der tertiären Synclinale von Barjac von Norden die Ibie und von Süden den Ruisseau de Rieussel. Der Talweg des letzteren setzt sich über eine nur 270 m. hohen Talwasserscheide fort in die breite Talmulde der Cèze selbst, die in nordöstlicher Richtung flieszend von Ambroix an geraumen Zeit den Südfusz der Cevennen bespült.”

Un autre auteur, M. P. GEORGE: Les surfaces d'aplanissement dans la région du Bas-Rhône. (Ann. de Géogr. t. XLII, 1933. p. 477—488) ne donne pas de points de vue nouveaux. Il remarque que depuis Viviers ou Donzère jusqu'à la mer des deux côtes du Rhône „la topographie est constituée de pentes très raides, raccordant des surfaces planes, horizontales ou sub-horizontales.”

Ensuite il pose deux questions: „Quelle est l'origine des surfaces planes? Comment s'expliquent leurs dénivellations et les pentes qui les séparent?” Sur la rive gauche du Rhône près du Ventoux il décrit deux groupes de plateaux, dont il place l'un dans l'Eogène, l'autre dans le Helvétien ou Tortonien. Il croit avoir retrouvé ces niveaux sur la rive droite, donc en Languedoc. Pourtant il réalise les difficultés qu'il rencontre. On ne peut pas expliquer tout par la structure, car: „Dans la Garrigue et les Gras règne une structure plissée. Ce n'est donc

nullement la structure qui peut expliquer les formes de surface de la région du Bas-Rhône." Donc il parvient à la conclusion qu'il s'agit de niveaux d'aplanissement cyclique. De nouveau il fait quelques questions: „Peut-on dater les surfaces d'aplanissement? Appartiennent-elles à un même ensemble de formes? Correspondent-elles au contraire à des phases différentes d'érosion fluviale? Et, en ce cas, peut-on toujours distinguer les formes correspondant à chacune de ces phases?"

Se décider pour des niveaux éogènes en Languedoc, est difficile: „il peut y avoir confusion, non seulement entre surfaces éocènes-oligocènes et surfaces helvétiques, mais aussi entre ces surfaces et des niveaux d'aplanissement plus anciens, datant du Crétacé supérieur: surface du Gault, recouverte par les sables et les argiles continentales de l'Uzègeois."

En quoi existe la grande difficulté? M. GEORGE considère la formation des plaines comme polygénique „en entendant par ce mot une surface élaborée en plusieurs fois."

Mais qu'est-ce qui reste de la surface originelle? La présence d'ancien matériel dans la couche supérieure bouchée d'un plateau, ne prouve pas qu'on ait affaire à un ancien plateau.

M. BAULIG aussi traite ce phénomène. Il compte trouver des plateaux fossilisés surtout dans le Tithonique et l'Urgonien. „Or tous deux sont surmontés dans la série normale par des couches sans résistance. De plus, les couvertures laissées par les transgressions oligocène et miocène sont meubles à la base surtout. Il se peut donc que la surface originelle de l'Urgonien par exemple, débarrassée de marnes aptiennes, ait été ensuite fossilisée sans remaniement appréciable par la sédimentation oligocène ou miocène, et qu'elle reparaisse actuellement au jour pour la deuxième ou pour la troisième fois.

Dans ce cas, quel âge lui attribuer? Et surtout, à défaut de témoins sédimentaires, comment lui attribuer un âge?" (B. p. 461).

Le même problème se présente dans le plateau de Montselgues. On voit là un bloc de granit couvert d'un paquet d'arkose triasique; on peut désigner comme *prae-triasique* la surface du granit. Donc l'arkose déblayé récemment, on pourrait prendre la pénéplaine dénudée, comme une telle *prae-triasique*, fossilisée! Mais la surface nouvelle et la surface originelle n'auront probablement pas tout à fait la même pente: il y a intersection des deux pénéplaines. Il en serait ainsi dans le pays cristallin! Que de plus dangereux est-il que de supposer une telle pénéplaine, non-altérée dans le calcaire!

Supposons qu'il se soit formé dans le Miocène une surface plate sur un bloc de calcaire pur! Elle est couverte de débris. Ces débris déblayés, la surface aplanie peut être abaissée, en gardant à peu près sa pente originelle, par dissolution de la couche supérieure de calcaire. Il paraît qu'on a affaire à une ancienne pénéplaine; en réalité c'est une surface récente!

Il arrivera plus souvent que la surface aplanie est tellement ravinée par l'eau coulante qu'il n'en reste presque rien!

Cependant dans un niveau plus bas une nouvelle pénéplaine peut être formée!

M. BAULIG a décrit les plateaux; il a essayé d'en expliquer la naissance.

Son point de départ est l'hypothèse „que la topographie des plateaux est d'origine exclusivement fluviale.” (B. p. 451).

Il cherche la force active dans l'eustasie. Ablissement répété du niveau de la mer causerait abaissement répété du niveau de base des rivières et pénéplanation du pays calcaire. M. BAULIG n'accepte pas les mouvements du sol pendant le Pliocène supérieur.

Il présume même que le mouvement cessât, avant que la phase continentale — le Pontien — finît: „Dès lors on conçoit fort bien, que les rivières coulant sur la surface même qu'elles construisaient, véritable piedmont alluvial, sur lequel elles divaguaient librement, aient finalement adopté un tracé conséquent, par rapport à cette surface et indépendant des déformations des terrains sous-jacents.” (B. p. 463).

M. BAULIG ne peut pas nous donner de preuves; sur la rive droite du Rhône le Pontien a presque totalement disparu. Au contraire sur la rive gauche, à la base des Alpes, le Pontien a été surélevé!

L'argument dont M. BAULIG surestime l'importance, il nous semble, est le thalweg sous-basaltique non-déformé du Coiron. „Il est donc certain que dans notre région toute la fin du Pontien fut une période de stabilité. Il n'est pas téméraire de supposer que la région avait déjà retrouvé le calme avant que les cours d'eau eussent achevé leur travail de remblayement. En tout cas, cette hypothèse est la seule qui explique que les rivières nées à la surface de la couverture miocène, soient surimposées par rapport aux couches profondes de cette même couverture.” (B. p. 463).

M. BAULIG ne se montre pas tout à fait sûr de sa théorie. Le Pontien de Chénavari est à plus de 400 m. au-dessus du niveau de la mer actuelle, près de Aigues-Mortes on ne l'a pas encore atteint à —130 m. Le plus fidèle adhérent de la théorie eustatique doit admettre la possibilité de mouvements du sol.

M. BAULIG peut appeler à un gîte de Pliocène près de Valence à une profondeur assez grande.

Scipion Gras y décrit un puits de 40 m. dans le gravier diluvial et de 100 m. dans les marnes argileuses. (Statistique minéralogique de la Drôme. 1835).

Fontannes conclut que ces marnes appartiennent au Pliocène (Note sur ... quelques sondages. Ann. Soc. Agric. Lyon 1883 p. 6—7.)

BAULIG en dit: „Le sol de la ville de Valence étant à 125 m. environ et le puits ayant une profondeur de 140 m., il en résulte que la base du Pliocène serait à 15 m. au moins au-dessous du zéro actuel.” (B. p. 478).

Cela prouverait une érosion puissante et de peu de durée aussitôt après le Pontien, travaillant aussi dans les vallées tributaires et portant le cours supérieur des affluents dans le même niveau profond. Voilà ce qui n'est pas le cas avec l'Ardèche inférieure et l'Escoutay! De plus elles passent par des gorges, qui devraient être devenues des plaines, depuis longtemps! Supposons une transgression après la période d'érosion post-pontienne, alors les niveaux de 400 m. qui entourent le Pont d'Arc, donnent des difficultés! La seule manière de les évader est d'accepter une Ardèche inférieure très récente! Peu importe alors, s'il y a eu dislocation du couloir rhodanien ou de l'eustasie.

La question reste posée: Par où passait l'eau de l'Ardèche supérieure, du Ligne, de la Beaume, du Chassezac et de l'Ibie avant la formation du lit d'écoulement le long de Vallon — St.-Martin d'Ardèche? Deux possibilités s'offrent:

1. Ecoulement par l'Escoutay.
2. Ecoulement par le Cèze ou par une rivière encore plus vers le Sud.

1. L'Escoutay.

Au Sud du Coiron, l'Escoutay coule vers l'Est, la Claduègne vers l'Ouest. La ligne de partage superficielle est à 307 m., près la gare de St. Jean-le-Centenier. Un tout petit peu vers l'Ouest la Claduègne est à 281 m., l'Escoutay vers l'Est

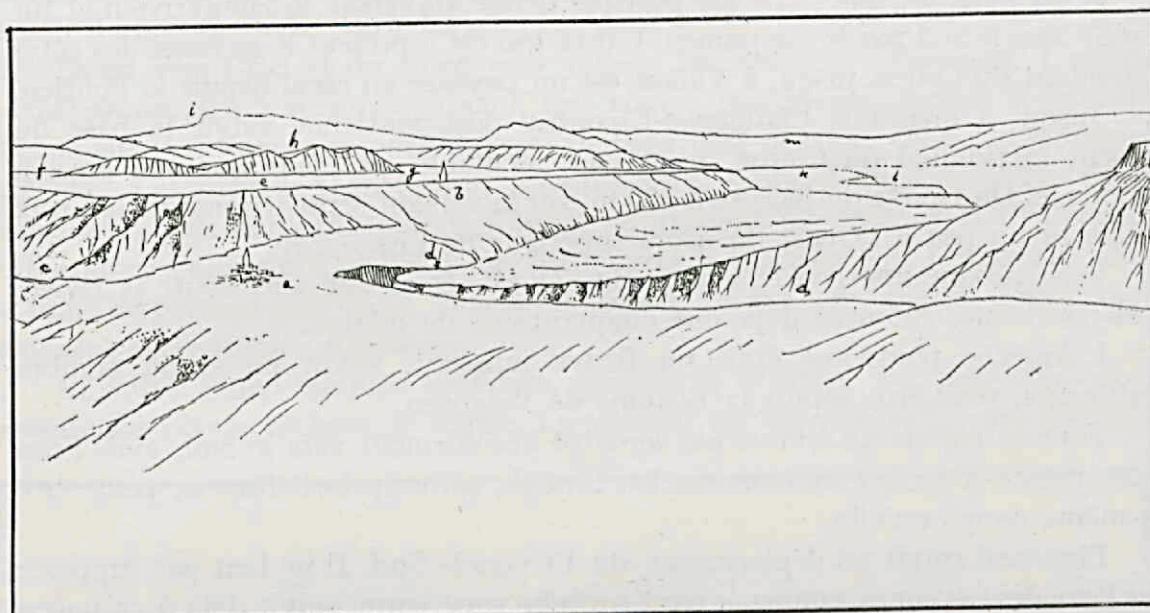


Fig. 24. Villeneuve-de-Berg (b) et les côtes de la craie, vues du Coiron près de St. Jean-le-Centenier (a). c. Vallée de l'Escoutay. d. Vallée de la Claduègne. e. Terrasse de V.-d.-B. f. Rounel. g. Ibie. h. Montagne de Berg. i. Dent de Rez. k. Plateau des Gras. l. Vallée de l'Ardèche. m. Cévennes.

à 251 m. L'étude du versant septentrional de la vallée ne donne pas beaucoup de résultat, car c'est ici la paroi en recul du plateau du Coiron. Même au bout des digitations, la paroi originelle n'existe plus, vu les blocs énormes de matière volcanique qu'on trouve à la base.

Le versant méridional est plus instructif.

De ce côté les deux rivières sont limitées par une terrasse au dessus de St. Jean à 350 m. et descendant un peu vers l'Est comme vers l'Ouest.

Villeneuve-de-Berg est à 320 m.

Est-ce qu'il est question de deux terrasses ou d'une seule? La terrasse se termine en un élargissement au-dessus de l'Ardèche récente près Vogué.

Dans notre région on trouve des élargissements toujours là, où une rivière sort des marnes et entre dans les demi-marnes ou dans la chaux résistante. La terrasse de la Claduègne est taillé dans les marnes valanginiennes. Elle est limitée vers le Sud par une abrupte Hauerivienne.

Apparemment une ancienne rivière sortit d'une plaine valanginienne et

entra le Hauterivien à 350 m. d'altitude. La vallée de cette rivière doit être née peu après l'enterrement de l'Ardèche pontienne.

Elle était limitée par une paroi dont les sommets les plus hauts sont maintenant: la Croix Juliau 555 m., au Sud de Villeneuve-de-Berg 464 et 493 m., la Ferme Noire à l'Ouest de l'Ibie 437 m.

Comment une vallée peut s'être remplie de matière volcanique et comment la rivière cherche un lit nouveau à côté du barrage, c'est ce qu'on peut étudier près de Jaujac, dans la vallée du Lignon.

Dans le cas de la Claduègne-Escoutay il n'est pas nécessaire d'accepter, que le successeur immédiat de l'Ardèche pontienne parcourait le Valanginien.

Il est possible, que la rivière post-pontienne traversât le Hauterivien et fût limitée vers le Sud par le Barrémien. Car ce qui est à présent le paysage des côtes s'étendant du Coiron jusqu'à Vallon, est un paysage en recul depuis le Pontien.

Jusqu'à quand la Claduègne-Escoutay post-pontienne suivit la base du versant méridional du Coiron, n'est pas calculable, pas plus que son érosion maximale. On trouve du basalte à 450 m, sur le versant septentrional de la Croix Juliau et un peu à l'Ouest du cours supérieur de l'Escoutay.

Cela indique une rivière venant de l'Ouest, et c'était sans doute la rivière post-pontienne, enfoncée déjà une cinquantaine de mètres.

L'Ardèche pontienne était un fleuve puissant, ayant un grand nombre d'affluents, peut-être depuis la Beaume de Valgorge.

Tout ce régime ne trouve pas aussitôt l'écoulement vers le Sud, mais l'eau a commencé à former un nouveau lit, tout de suite après l'effusion, peut être en même temps qu'elle.

Plus tard suivit un déplacement du lit vers le Sud. Il ne faut pas supposer que l'eau des Cévennes, emmenée par l'Ardèche supérieure, suivit déjà à ce temps la vallée entre Vogué et Ruoms, car la rivière d'autrefois se trouva dans un niveau beaucoup plus élevé que celui d'aujourd'hui!

Le Plateau des Gras actuel était encore enfoui dans les marnes valanginiennes et la rivière, dont il est question, doit avoir coulé dans ces marnes maintenant disparues.

L'écoulement vers le Sud, fut-il causé par déversement, par lequel une rivière pût s'éroder régressivement et capturer l'Ardèche post-pontienne?

Ou est-il superflu de supposer un tel mouvement du sol dans un pays calcaire?

Est ce que la lutte de l'Aach pour l'eau de la Danube est influencée par des mouvements récents du sol? Si un terrain se prête à la formation de grottes, la chose la plus inattendue peut arriver. Mais des grottes ne se forment pas facilement dans les marnes, quoiqu'une rivière sache nous y faire des surprises, p. e.: au Nord de Vallon dans une vallée large et plate, se trouve le village Lagorce. Il n'y a plus la rivière, qui tombait autrefois dans l'Ardèche près de Vallon. Mais un petit affluent de l'Ibie, entaillant par l'érosion régressive le dos entre la vallée morte de Lagorce et l'Ibie, a atteint cette vallée, y reçoit plusieurs affluents, qui forment de petits ravin.

La terrasse de Villeneuve-de-Berg est limitée vers le Sud par une côte formant deux collines entre les vallées du Rounel et de l'Ibie. Depuis le Rounel,

un ruisseau, a entaillé la côte et a formé une vallée entre les hauteurs 464 et 394. Si la côte recule, l'ouverture s'approfondira jusqu'à ce qu'elle ait atteint le niveau de la terrasse.

Voilà l'événement qui nous explique, comment le Rounel et l'Ibie d'autrefois ont pénétré dans la vallée de l'Ardèche post-pontienne!

Du reste, leur rôle comme chemin d'écoulement n'était probablement pas très signifiant. La rivière qui a capturé les ruisseaux venant des Cévennes, était de beaucoup plus d'importance et le drainage, parallèle au fleuve pontien, fait place au drainage dans la direction méridionale, par plusieurs rivières. La rivière principale coulait un peu plus vers l'Ouest, que celle de nos jours. L'évolution du terrain, influencée ou non par des mouvements du sol ou par abaissement répété du niveau marin, varie les relations dans le pays des côtes: celles-ci reculent de l'Ouest vers l'Est et du Nord vers le Sud. Les niveaux s'abaissent. L'image actuel commence à se former quand une rivière obséquente, depuis la gare de Vogué sur l'Ardèche, s'enfonce dans le thalweg post-pontien. C'est la Claduègne actuelle! Les ruisseaux du Coiron, s'embouchant d'abord dans la rivière post-pontienne, puis dans l'Ibie et le Rounel, nourrissent maintenant la Claduègne. L'Escoutay s'appauvrit et il y a une lutte entre la Claduègne et l'Escoutay pour la ligne de partage près de St. Jean-le-Centenier. Ici la Claduègne est d'un caractère plus agressif que l'Escoutay.

Sa vallée jeune est plus profonde, quoique la dernière soit beaucoup plus près de son niveau de base, le Rhône. La terrasse, sur laquelle Villeneuve-de-Berg

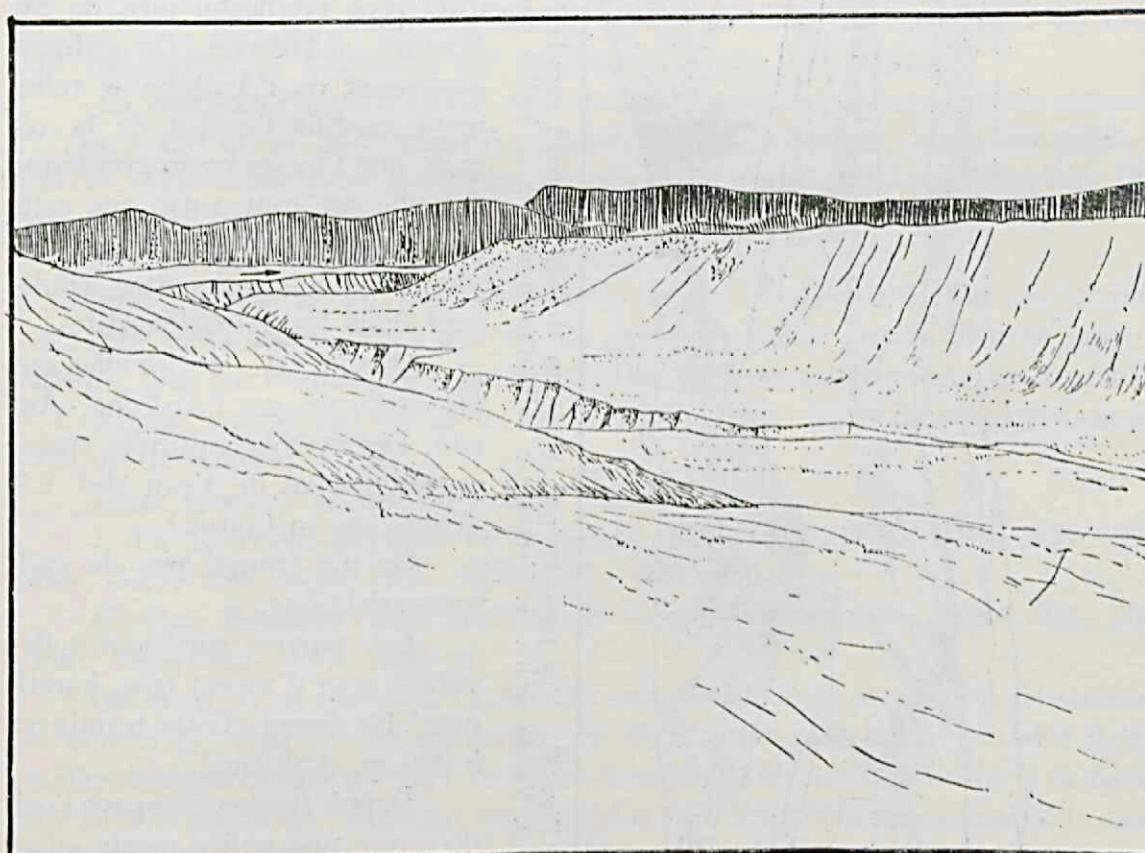


Fig. 25. La vallée capturée par le Ruisseau de Lagorce.

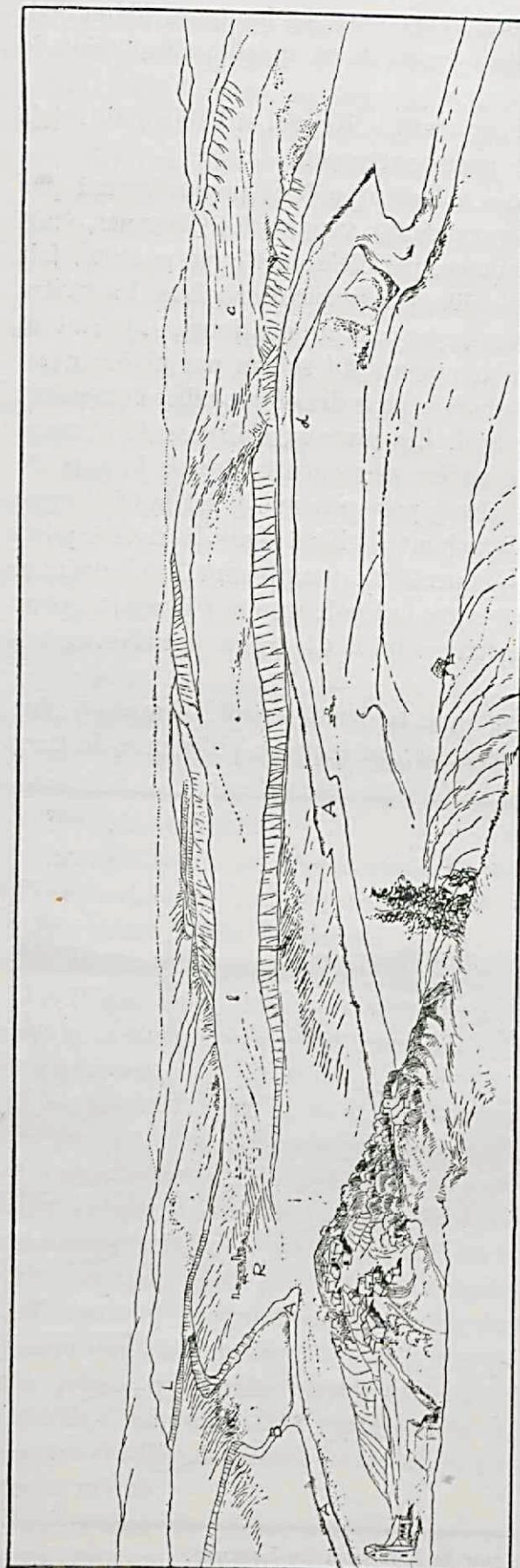


Fig. 26. Vue panoramique, prise du Rocher Sampzon vers le Nord. Canyon de la Beaume, de l'Ardèche et du Ligne. Ruoms. a. Vallée sèche. b. Terrasse à cailloutis grossiers. c. Vallée capturée par le Ruisseau de Lagorce. d. Méandre de l'Ardèche.

est située à 280 m., est le reste du vieux thalweg. L'Ibie s'y est encaissée; elle forme un canyon peu profond de quelques k.m. de longueur.

Il y a un terrain entre l'Ardèche et l'Ibie, dont la carte ne donne pas un aperçu précis; l'hydrographie en est étrange.

Pour avoir un beau panorama, il faut monter sur le rocher de Sampzon. On voit au Nord de Vallon deux dos parallèles S-N., la vallée de Lagorce, nommée ci-dessus, et une seconde, largement ouverte vers le Nord. Cette partie nord, est parcourue par le ruisseau de Lagorce qui semble avoir capturé le ruisseau originel, qui n'y est plus. Comme nous avons dit, les deux vallées s'ouvrent largement vers le Nord, c'est à dire vers l'Ardèche près de St. Maurice d'Ardèche. Un affluent obséquent de l'Ardèche a tellement modifié l'aspect de la région, que l'image hydrographique actuelle est tout autre que celle d'autrefois, quand deux rivières, plus ou moins puissantes, coulèrent dans les vallées susdites.

Quand est - ce qu'elles ont été capturées par l'Ardèche - Auzon? Les rivières capturées transportèrent-elles de l'eau des Cévennes ou du Coiron?

On n'y trouve pas de cailloux cristallins.

Les parties supérieures des vallées sont d'aspect très „karistique”. En amont elles se terminent à 300 m. d'altitude.

Depuis Rocher Sampzon l'oeil découvre une vallée morte entre Ruoms et Pradons, à l'Ouest de

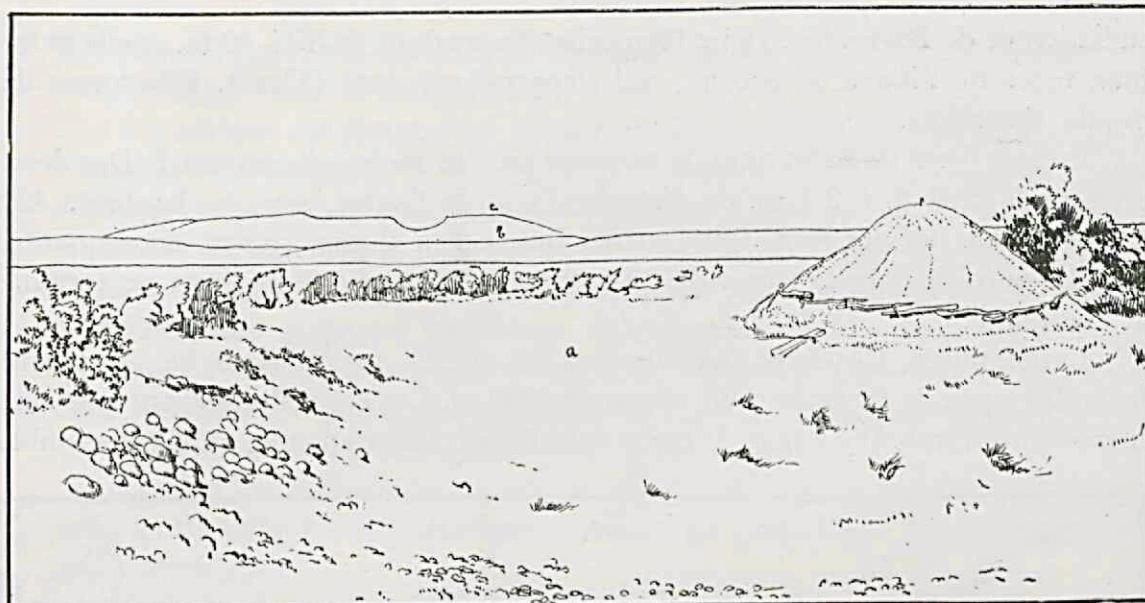


Fig. 27. La Dent de Rez et les niveaux cycliques de 380 m. et 280 m.

- a. Le niveau de 280 m. de Bidon. Le Grand Champ.
- b. Le niveau de 380 m. de St. Remèze.
- c. Dent de Rez.

la vallée de la Loubière. Est-ce un ancien lit de l'Ardèche? Pourquoi est-il abandonné? On y trouve peu de galets de la dimension de ceux de la rivière actuelle. Est-ce qu'il s'est formé entre Pradons et l'embouchure du Ligne une grotte, soit par l'eau du Ligne, soit par celle de l'Ardèche? Et est-ce que ce secteur de l'Ardèche est né comme rivière souterraine?

La vallée morte est à 130 m. et est accompagnée vers l'Est par deux terrasses. L'une à 158 m. ne porte pas de cailloux; l'autre, à 190 m., porte des galets de 35 cm. d'épaisseur, pour la plupart du grès et du granit. Le dos le plus vers l'Est est à 302 m. d'altitude.

#### Les plateaux autour de St. Remèze.

Très instructive est une promenade de St. Remèze à Bidon. St. Remèze est situé dans une vallée à 360 m. La route de Bidon monte bientôt jusqu'à 424 m.; puis elle descend vers Bidon à 285 m. Le terrain se compose de deux blocs d'Urgonien, séparés par une faille; le bloc le plus haut atteint dans la Dent-de-Rez 720 m. de hauteur.

Deux niveaux se trouvent dans l'Urgonien:

I La Rouvière-Méjanne et le Grand Paty: 418-, 402-, 419-, 388-, 393-, 424-, 422-, 380-, 382-, 399-, 380-, 387-, 405 m.

II Bois Bouchas, Bois Malbouse, le Grand Champ: 360-, 332-, 305-, 304-, 335-, 295-, 292-, 257-, 236 m.

On monte d'un niveau à l'autre par une pente très à pic. Bidon est situé sur le niveau II, c'est le 280 m.-niveau de M. BAULIG. De ce niveau, des vallées mortes entrent dans le niveau I, de 380 m. Une bande étroite du niveau II se trouve sur la rive droite de l'Ardèche; puis un dos suit les côtes suivantes: 371-, 387-, 396-, 408-, 369-, 372-, 420 m. C'est de l'Urgonien. Vers le Sud il est limité par un niveau beaucoup plus bas: 192-, 247-, 240-, 260-, 220-, 226 m., se composant de

Ludénien et de Bartonien. Donc l'Ardèche, descendant de 80 à 40 m., coule entre deux blocs du niveau de 380 m., qui s'approchent dans l'Ouest. Elle forme de grands méandres.

Près du Bois de Salevron elle se perce par les roches du niveau I. Des deux côtés de la rivière, à 2 k.m. de distance l'une de l'autre, sont les hauteurs 420 et 418 m. Les formes sont tout autres que celles d'une rivière conséquente, accompagnée de côtes, où la vallée s'ouvre en un large entonnoir et se termine en une gorge.

Evidemment l'Ardèche inférieure s'est réunie avec l'Ardèche en amont de Vallon après la formation du niveau de 200 m. Les eaux s'unissaient par une brèche souterraine. Il y a tant de trous dans la paroi Urgonienne, qu'elle ressemble

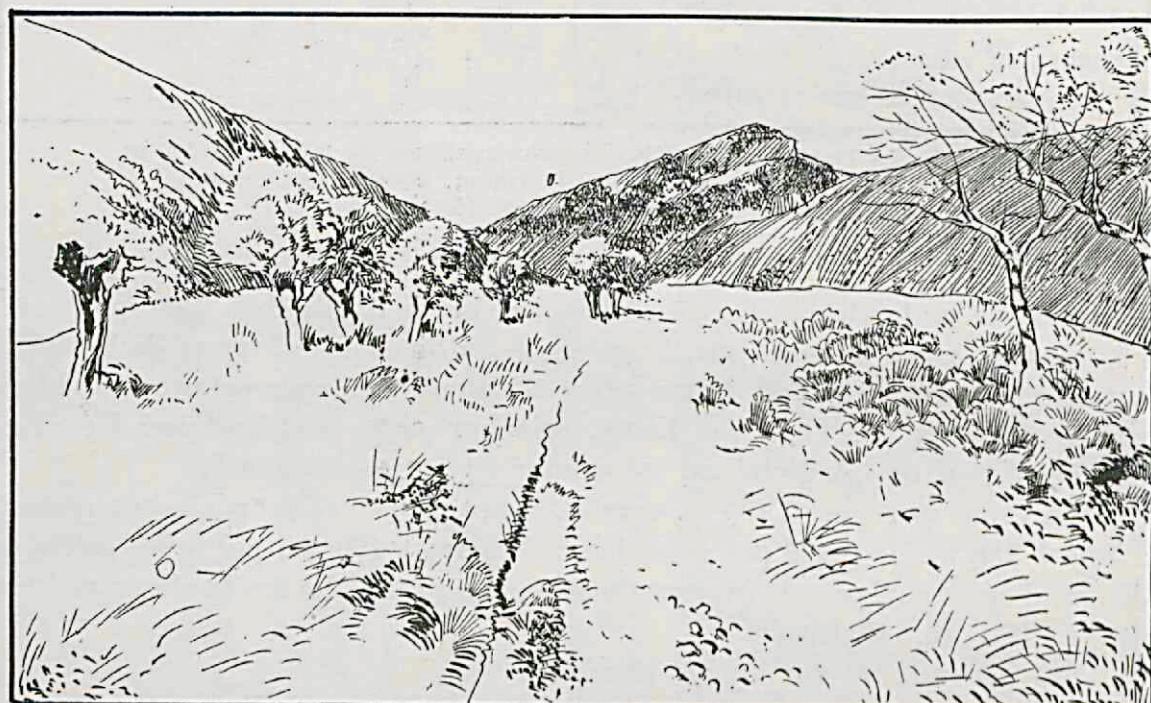


Fig. 28. Vallée du Ruisseau des Fons, dans le Hauterivien (b). a. Barrémien.

à une éponge. Il n'est pas possible d'indiquer l'époque pendant laquelle la brèche se forma.

Ce n'était probablement pas dans le passé récent. On voit près du Pont d'Arc un grand méandre abandonné, 20 m. au-dessus de l'étiage actuel. Sur les bords de l'ancien méandre croissent des châtaigniers dans les débris cristallins.

En amont du Pont d'Arc on trouve sur le versant gauche un conglomérat de cailloux cristallins, aussi à 20 m. au-dessus de l'étiage. Il n'y a pas d'autres indications de terrasses dans le canyon. Les recherches dans les vallons tributaires, ne nous donnent pas non plus de points de vue nouveaux. La plus intéressante est la vallée, commençant près de St. Remèze et se terminant près du hameau Chame: la vallée du Ruisseau des Fons. Nous y avons trouvé des grādins, mais nous ne les attribuons pas tous à l'abaissement du niveau de base.

Près de St. Remèze le ruisseau parcourt l'Urgonien dans une gorge sauvage.

Un peu à l'Ouest du quartier le Patrou, la vallée fait un recourbement vers le Sud et entre dans le Hauterivien.

La surface du plateau est à plus de 400 m. d'altitude jusque tout près de l'Ardèche. Parce que le versant gauche se compose de Hauterivien, on y voit une rupture de pente, qui indique une terrasse d'érosion. Le versant opposé est surmonté d'Urgonien, qui forme une abrupte, qui n'a pas de rupture de pente. Dans le Hauterivien le thalweg est très large; dès que l'Urgonien s'approche de la rivière, une gorge est formée, se composant d'une succession de trous et de marmites. Plus loin, le ruisseau descend en cascades; à la fin elle arrive de nouveau dans le Hauterivien par une chute de 24 m. et se jette dans l'Ardèche.

En été la plus grande partie du lit est desséché.

Ce sont les failles, qui forcent le ruisseau à passer deux fois de l'Urgonien dans le Hauterivien. On voit une rupture de pente dans l'Urgonien, en amont de la chute.

Probablement il y a un rapport entre cette rupture de pente et le passage du niveau I au niveau II, comme ceux-ci sont développés près de Bidon.

L'eau de l'Ardèche supérieure et de l'Ibie, où alla-t-elle autrefois?

L'Ibie, près de Salleles dans le Hauterivien à 199 m. et près de Petit Chambon dans l'Urgonien à 170 m., descend avec une pente rapide dans une gorge étroite. Le pont sur l'Ibie dans la route de Vallon à St. Remèze est à 75 m.

A gauche, il y a dans l'Urgonien une terrasse à 240 m. L'Ibie entre dans la plaine de Vallon; après, elle passe par l'Urgonien en faisant une gorge.

La chaussée de Vallon-Barjac-vallée de la Cèze, portant les côtes 160-, 230-, 235-, 208-, 177 m., passe entre les collines 281- et 276 m.

L'Ibie, coulait-elle à 240 m., ou un peu plus haut, vers la Cèze?

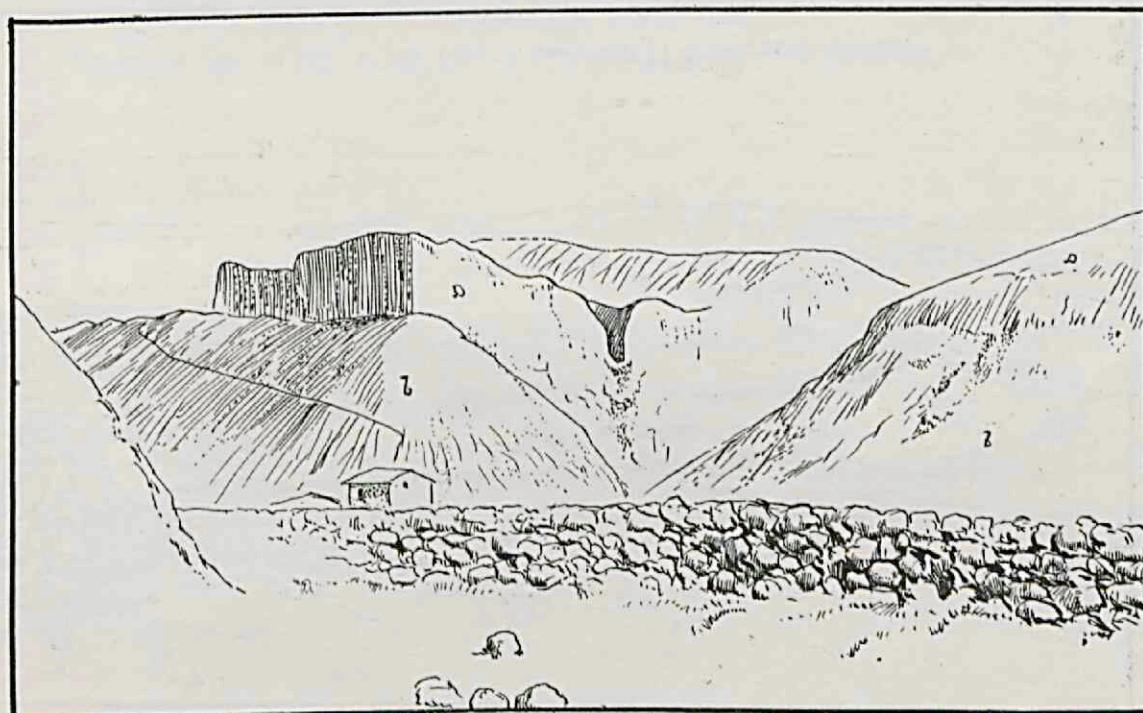


Fig. 29. Cascade du Ruisseau des Fons, à sa transition du bloc barrémien dans le Hauterivien.

Où l'eau allait-elle via Vallons à Ruoms et ensuite vers le Sud par la grande vallée subséquente, dans la direction de St. Paul-le-Jeune? L'Ardèche inférieure, après avoir percé régressivement le bloc de l'Urgonien, atteignit les marnes peu résistantes du Valanginien près de Vallon.

Depuis ce point, c'était chose facile! Sa pente rapide augmenta de beaucoup l'érosion régressive.

Ainsi un petit affluent du Rhône, comme ce fleuve puissant en a beaucoup dans cette partie de son cours, a réussi à se labourer, peut-être comme rivière souterraine, par la barre urgonienne jusque dans le Hauterivien, à capturer l'Ibie et, traversant les marnes entre Vallon et Ruoms, à attraper le Chassezac et à devenir l'héritier de l'Ardèche pontienne!

Quel est l'âge des plateaux de l'Ardèche inférieure?

M. BAULIG y observe deux niveaux: l'un à 380 m., l'autre à 280 m.

Plus vers le Sud en Languedoc, il y a un troisième, à 180 m. Ils devraient leur naissance, selon lui, aux mouvements eustatiques pliocènes, c'est à dire à un mouvement répété du niveau marin. La régression de la mer pliocène dans le golfe rhodanien progressait du Nord vers le Sud. La direction principale des affluents droits est Ouest-Est.

Ces rivières étaient nées l'une après l'autre.

Elles divisent la région, à l'Est des Cévennes, en bassins d'alimentation, qui s'évoluent tous individuellement, les plus septentrionaux pendant un temps plus long que les méridionaux!

Le problème aurait été très simple s'il n'y avait eu que des rivières Nord-

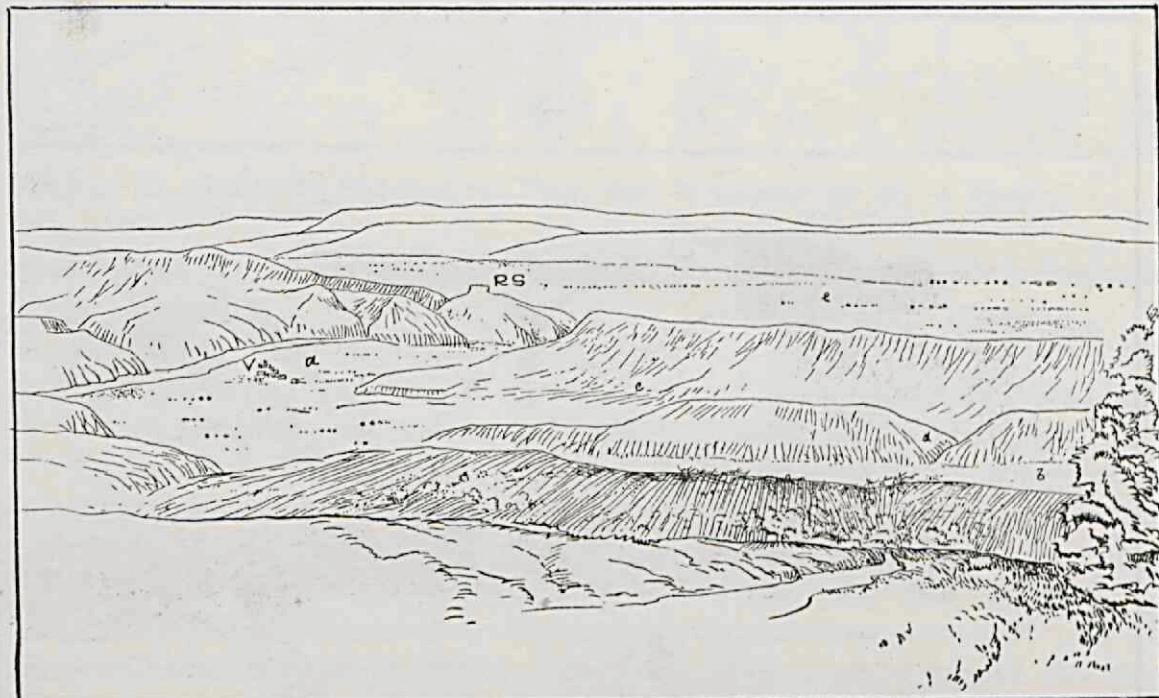


Fig. 30. Vue panoramique, prise de la ferme de Rez vers l'Ouest. *a*. Plaine de Vallon. *b*. Vallée de l'Ibie. *c*. Vallée sèche. *d*. Vallée du Ruisseau de Lagorce. *e*. Plateau des Gras.

Sud avec de hauts plateaux dans le Nord et des plateaux moins élevés dans le Sud. Les bassins auraient pu montrer un aspect égal!

La chose est plus compliquée.

Pourvu qu'il y eût abaissement répété du niveau marin et un système fluvial Ouest-Est, il faudrait s'attendre à des plateaux analogues des rivières.

Vers le Sud, les plateaux plus élevés feront successivement défaut. Mais le long de l'Ardèche inférieure, il est admissible de supposer au lieu de trois, deux plateaux, successivement à 380 et 280 m. d'altitude.

Le niveau de 280 m., visible jusque près du Pont d'Arc, est d'un caractère évidemment fluviatile — karstique.

Au lieu d'un niveau de 180 m. il y a le long de la basse Ardèche, un canyon bien développé, avec des méandres encaissées. Il est à peine croyable, qu'un abaissement du niveau marin, en d'autres lieux formant des plateaux étendus, ne formât ici qu'une gorge.

Donc le principe doit être réprouvé, que des mouvements eustatiques aient été la cause principale des formations actuelles du paysage, bienqu'il reste possible qu'ils y aient joué un rôle. Cependant il est bien difficile de dire quel rôle, à cause du caractère karstique du terrain, du manque de débris, des grandes différences de faciès. C'est pourquoi de nombreux „petits pays” se formaient, tandis que les grandes lignes du paysage, causées par déversement ou rupture, furent effacées.

Le niveau de 380 m. se termine dans l'anticlinal, qui commence près de la Croix Juliau et atteint le point le plus haut dans la Dent-de-Rez à 720 m. Ici une petite plaine se trouve dans l'Urgonien, qui peut être considérée comme le reste d'un plateau, formant une côte.

Ce plateau, avec cette côte, originellement située plus vers le Nord et relativement plus haute, accompagna l'Ardèche pontienne.

De quel âge il est, n'est pas à contrôler; peut-être pontien.

## RÉSUMÉ

Si l'on veut étudier l'évolution morphologique du bassin de l'Ardèche, la première question qui se pose est: Quand a eu lieu la dernière transgression? Depuis quand ont pu se former des rivières?

Une réponse à ces questions est donnée par Fontannes et Depéret, dont les travaux relatifs à ce problème ont été résumés par M. GIGNOUX, qui ne présente, il est vrai, les limites des transgressions marines, dont il s'agit, mais seulement l'extension actuelle des dépôts. Nous ne pouvons donc guère contrôler l'extension de la dernière grande transgression, celle du Miocène moyen, sur le terrain où s'est développé plus tard le système de l'Ardèche, et on se trouve tout à coup vis-à-vis du plus vieux document, indiquant l'existence, dans un temps reculé, d'une rivière, qui de sa part doit avoir été le résultat d'une évolution assez longue.

Sous le basalte du Coiron on a constaté les dépôts d'une rivière, l'Ardèche pontienne, grâce à la découverte d'une faune à Hipparium gracile dans le même niveau. Des études détaillées sur cette rivière (hypothétique) ont été faites par M. BACCONNIER et c'est justement en se basant sur les faits recueillis par BACCONNIER, que M. BAULIG a conclu, que le thalweg de cette rivière n'a pas été déformé depuis ce qu'on nomme la „fossilisation“ de cette rivière à l'époque pontienne.

Sur cette conclusion il fonde l'hypothèse, que l'abaissement du niveau de base, qui se fait remarquer depuis l'époque pontienne, a été d'origine eustatique, de même que l'érosion fluviatile post-pontienne dans la région de l'Ardèche.

Dans le chapitre sur le Coiron nous croyons avoir réussi à pouvoir démontrer que l'interprétation par M. BAULIG des faits observés par M. BACCONNIER, ne soit pas tout-à-fait exacte. De plus, il nous semble difficile, sinon impossible d'expliquer à l'aide de l'hypothèse eustatique, l'évolution post-pontienne du paysage, comme il s'est développé et comme nous le voyons à présent.

Quant au Velay, les études de Boule et d'autres savants ont démontré que cette région faisait partie d'une aire de dépression dès l'Eocène jusqu'au Miocène supérieur. Vers la fin de cette époque, dans le Pontien, le pays se relève, et l'action volcanique commence.

A la base du Mézenc, un des volcans du Velay, tout près du Coiron, on a trouvé des plantes fossiles sous les formations les plus anciennes du volcan.

On est tenté de regarder la faune de la vallée subcoironnique et la flore subvolcanique du Mézenc, comme synchrones et comme les premiers vestiges possibles de l'évolution continentale. Du fait cependant, que ces deux sites fossilifères se trouvent relativement rapprochés et qu'ils sont couverts par les coulées basaltiques de peut-être le même âge, on ne saurait conclure avec certitude, qu'ils représentent aussi la même surface morphologique. Quand il s'agit de recherches géo-morphologiques, on ne peut employer les dates géologiques, dont

on dispose, qu'avec la plus grande prudence. Les dépôts plus récents font défaut presque tout-à-fait, et le peu, qui en reste, on ne le peut guère dater exactement. Veut-on pourtant étudier l'évolution morphologique de la région, il faut comparer et dater les éléments du paysage selon les méthodes morphologiques.

Durant la dernière régression, un système de rivières se développa dans un paysage, qui se présentait au début comme une plaine couverte d'un dépôt de cailloutis. A la suite d'un soulèvement la couverture de débris est dépouillé et les rivières s'adaptent au caractère et à la pente des couches sédimentaires: un paysage de cuesta se forme.

A l'Ouest le Plateau Central fut soulevé pendant le Pontien. Ainsi au Nord du Goulet le paysage de cuesta fut porté jusqu' au niveau de 1200 m.

Le bombement était accompagné de la formation de failles, divisant le pays en grands blocs, représentant autant de paysages: Mercoire, Goulet, Mt. Lozère, Aigoual et le bloc entre le Tanargue et le Serre de Barry (2 p. 308, note 1, p. 389).

De la plupart des blocs la couverture de cailloutis fluviatiles a presque disparu et les roches cristallines sont venues à la surface. Sur d'autres la nappe sédimentaire forme un paysage de cuesta, qui porte un aspect sénil. Dans le dernier bloc (hormis les restes de la nappe sédimentaire, situés vers le Serre de Barry) les formes de terrain dans le pays dénudé aussi, témoignent d'une couverture disparue de couches mésozoïques. Dans la nappe sédimentaire l'érosion a dû faire naître un paysage de cuesta, un réseau de rivières subséquentes se fixant successivement.

On ne connaît rien de ces premiers stades du développement fluvial dans le pays, qui est maintenant débarrassé de couches sédimentaires.

Ce n'est que depuis que les rivières s'étaient encaissées dans le cristallin, que des terrasses d'un caractère durable, pouvaient se former ainsi qu'on peut comparer les terrasses des diverses rivières subséquentes fixées. La terrasse supérieure de la Beaume manque dans la vallée de la Drobie; les trois autres se manifestent aussi le long de la Drobie.

La région entre la Drobie, le Chassezac et le grès est une „Riedelfläche” à deux niveaux: l'un à 700 m., l'autre commençant à 900 m. et montant vers le plateau de Montselgues jusqu' à 1200 m.

Ce plateau porte encore une nappe d'arkose, qui monte du Sud vers le Nord de 900 à 1100 m.

Les ruisseaux dans la „Riedelfläche” coulent dans des gorges étroites.

A l'est du pays dénudé, la surface est formée par les sédiments, d'abord par le grès triasique, puis par le marno-calcaire plus jeune.

Le dernier surtout a donné origine à un paysage de cuesta classique. La description du caractère d'un paysage de cuesta, comme elle est présentée par M. SCHMITTHENNER, nous semble assez simpliste, car certaines complications tentent à modifier le modèle formulaire. Néanmoins, comme traits caractéristiques resteront: le régime spécifique de drainage et les plateaux.

Nous avons tâché de contrôler pourquoi les canyons ne montrent que quelques terrasses très récentes et non pas ininterrompues.

Puis nous avons contrôlé, quelles sont, sur les plateaux, les formes reconnaissables:

1. dans les marnes, les formes d'érosion prédominent.
2. dans le calcaire pur, les formes de dissolution prédominent.

L'action d'érosion et de dissolution, dans les deux faciès, différent graduellement, pas essentiellement. Cependant les différences sont prononcées dans les formes du terrain.

Quant aux plateaux il n'est guère justifiable de parler de „plateaux sénils”. Les plateaux les plus élevés, dont il faut chercher l'origine dans un passé très lointain, évoluent jusqu'à nos jours.

Si l'on constate des niveaux morphologiques, dans le calcaire ou dans les marnes d'à peu près la même résistance, l'un tout près de l'autre, mais à des altitudes différentes, il faut attribuer ce fait à un abaissement répété du niveau de base.

On peut constater ceci dans le large bloc entre l'Ibie et le Rhône.

Le plus ancien de ces niveaux touche la côte reculante.

On ne peut pas déduire avec certitude de l'état du paysage actuel le nombre des niveaux de base, qui se sont succédés dès le commencement de l'évolution du pays de côtes.

Il s'ensuit qu'il n'est pas sûr, qu'on puisse mettre en parallèle le niveau le plus haut — celui de la Dent de Rez — avec des formes analogues, situées dans le bloc calcaire, sous basaltique du Coiron.

Comme l'érosion fluviatile n'avance que très peu dans une surface de calcaire pur, de grands changements doivent être attribués à un abaissement assez fort du niveau de base.

Un abaissement faible ne voudrait laisser de vestiges dans le calcaire pur.

Puisque les niveaux d'érosion supérieurs ne sont pas fossilisés, on ne peut pas s'attendre à y trouver du cailloutis fluviatile. Les cailloux épars, qu'on trouve ça et là, proviennent d'une rivière, qui coulait au-dessus des lieux où l'on le trouve, dans une plaine marneuse subséquente.

Ces cailloux sont descendus, avec la descente de la zone de dissolution même, dans les fissures et dans les grottes à un niveau plus bas; puis, par suite de la dissolution de la chaux, ils ont réapparu à la surface. Cependant, si l'on constate à la surface d'un plateau calcaire ou de marnes, un paquet de cailloux à une élévation considérable au-dessus du thalweg récent, c'est la preuve qu'il y a en cet endroit une terrasse fluviatile assez jeune. Un fort abaissement du niveau de base doit avoir eu lieu dans le passé récent. C'est le cas au Nord-Est de Ruoms et au bout de la gorge du Chassezac.

Vu la situation du grand bombement du Plateau Central vis-à-vis du Couloir rhodanien, la direction générale conséquente des rivières est de l'Ouest vers l'Est.

S'il y a des rivières subséquentes, ayant reçu l'ensemble des formes d'une rivière conséquente en parcourant des couches de résistance différente, il faut conclure à un déversement, selon un autre axe de déformation.

C'est, ce qui a eu lieu dans le cas de l'Ibie-Rounel. L'Ibie a évolué après la fossilisation de l'Ardèche pontienne. Donc après le Pontien, un déversement vers le Sud a eu lieu. Ce déversement fut la cause de l'évolution de la Vallon-Ruoms-Ardèche, de la décapitation des rivières entre celle-ci et l'Ibie, à la fin de l'Ibie même, du Rounel et de l'Escoutay.

La terrasse aux matériaux détritiques grossiers au Nord-Est de Ruoms est à 190 m; c'est à 90 m. au dessus du thalweg de l'Ardèche.

Un abaissement de 90 m., avançant assez vite, doit se faire connaître dans les formes de l'Ardèche inférieure, sans doute dans les vallées tributaires. Dans le ruisseau des Fons il y a un gradin qui correspond au niveau de 280 m. Il s'ensuit que le dernier grand abaissement, qui causa un abaissement de 90 m. du thalweg de l'Ardèche à Ruoms, eut un effet deux fois plus grand sur l'Ardèche inférieure. Près de Vernade à 35 m. et près du Pont d'Arc à 20 m., un conglomérat est collé contre la paroi du canyon. Le dernier encaissement dans les vallées de la Drobie et de la Beaume et l'érosion toute récente le long de la côte des Gras, y correspondent. Il s'agit d'une courte interruption du grand encaissement.

Le terrain le long de l'Ardèche inférieure, doit avoir été soulevé à un plus grand degré, que celui entre le Ruoms-Vallon Ardèche et l'Ibie. Le caractère synclinal de ce dernier terrain fut accentué. L'encaissement donna naissance au régime des rivières mentionnées ci-dessus; les captures et la formation de la gorge de l'Ardèche inférieure, au dessous du niveau de 280 m., sont simultanées. Le niveau de 280 m. était formé probablement durant la période, dans laquelle l'Ibie et le Rounel prenaient leurs sources dans le Coiron.

Le niveau de 380 m. près de St. Remèze date du même temps que l'Ardèche post-pontienne, coulant au Sud du Coiron vers l'Est.

En ce cas le niveau de la Dent de Rez est pontien.

Entre le plateau des Gras et le pays de schistes dénudé, ce sont deux groupes de formes du terrain, qui demandent l'attention:

1 celles des deux côtés de l'escarpement de faille („fault-line scarp”) d'Aubenas à Vans;

2 celles autour de la faille de Malarce à la Tour de Brison. Dans la vallée subséquente à l'Ouest de la côte des Gras nous remarquons une terrasse, celle sur laquelle sont situées Joyeuse et Lablachère. Le „pont” entre Lablachère et N.D. de-Bon-Secours témoigne aussi d'un enfoncement récent des ruisseaux subséquents. Le „développement montant” de la pente orientale de la colline des Assions a été accentué par l'encaissement récent.

La côte, qu'on y voit, est la côte séquanienne; un peu plus vers l'Est, se trouve une côte kiméridgienne, non active. La pente concave occidentale témoigne d'un développement descendant. Elle porte le reste d'une côte. La distance du pays des schistes dénudé est 6,5 km. La paroi abrupte, qui limite les schistes du niveau de 700 m., ne correspond pas à l'image du paysage décrit ci-dessus. Elle indique une faille très récente.

La plaine originale s'est développée dans un niveau, qui, soulevé, correspond au niveau actuel de 700—900 m., elle correspond aussi à la côte reculée

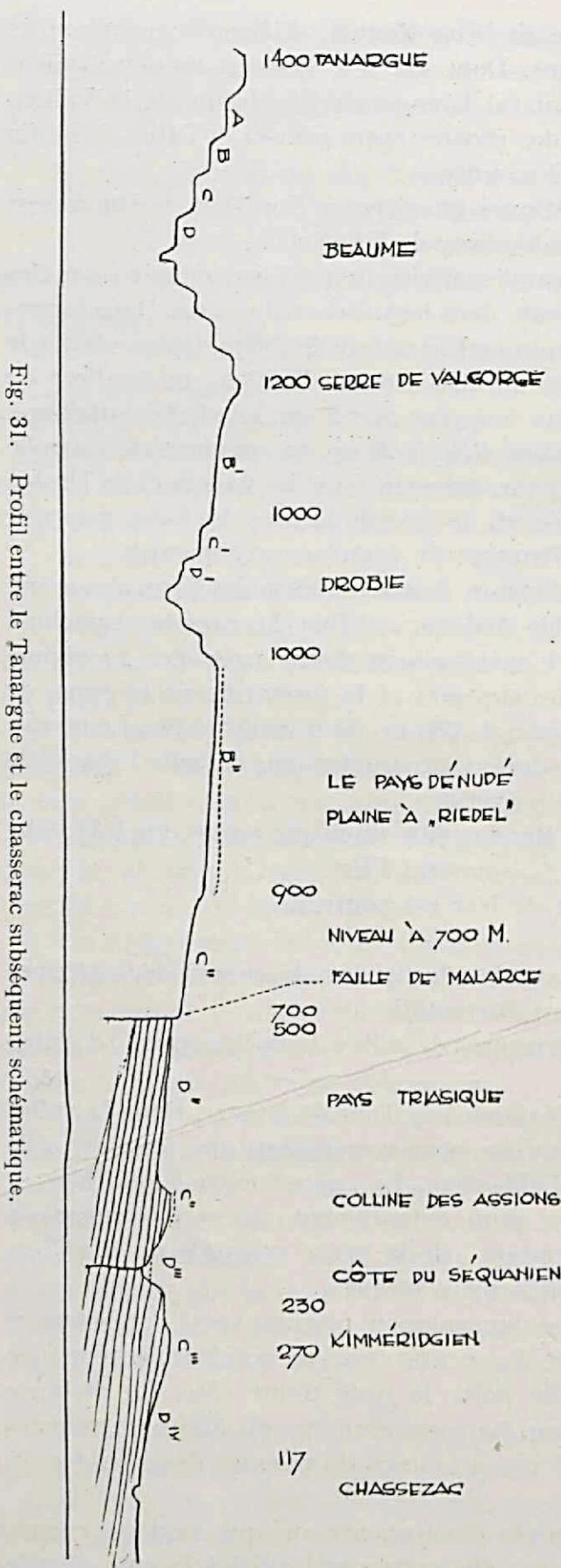


Fig. 31. Profil entre le Tanargue et le chasseraç subséquent schématique.

des Assions. Sur la „Riedelflache”, montant de 900 m. jusqu’ à 1200 m. près de Montselgues, on ne peut pas distinguer des niveaux distincts: „Flächen-spülung” en est la cause. Comme cette „Riedelflache” est restée couverte de sédiments, en partie jusqu’ aujourd’ hui, la densité de vallons n’est pas encore grande.

Probablement elle a été dénudée récemment.

Il ne faut pas la comparer avec une des terrasses de la Drobie ou de la Beaume fixée.

Tout ce qu’on peut suggérer, c’est qu’une terrasse quelconque de ces rivières correspond à une rivière dans la nappe sédimentaire.

Il s’ensuit du niveau suspendu de 700 m., que la faille de Malarce n’a pas été formée d’un trait, mais au moins en deux étapes.

La formation originale, et le renouvellement de la faille, étaient le résultat du soulèvement. Ce dernier se manifeste aussi dans les terrasses de la Beaume, se terminant en gradins, ce qui est le cas au bord d’une région de soulèvement.

Le soulèvement était en même temps déversement, ce qui paraît de la pente des couches sédimentaires qui se trouvent dans la vallée du Chassezac, opposée à la pente du Serre de Barry.

Le soulèvement, qui renouvela la faille de Malarce, fit naître aussi la côte séquanienne. Le niveau de 700 m. et la côte

kiméridgienne datent d'un même temps. A la côte séquanienne correspondent la terrasse inférieure et l'enfoncement plus récent de la Beaume et de la Drobie, D. et D<sup>1</sup>. à la côte kiméridgienne, les terrasses C et C<sup>1</sup>. Pendant cette dernière époque, la Beaume est capturée par la Drobie. Les terrasses B. et B<sup>1</sup>. correspondent à des formes, qui ont disparu avec les sédiments du pays de schistes, dénudé.

La région entre Montselgues et le Rhône montre donc:

- 1 soulèvement et déversement, entre Montselgues et le plateau des Gras;
- 2 soulèvement faible, dans le terrain entre l'Ardèche subséquente et l'Ibie;
- 3 soulèvement plus fort, entre l'Ibie et le Rhône.

Le niveau de 280 m. de l'Ardèche inférieure peut-être mis en parallèle avec la terrasse de 190 m. près de Ruoms et la côte kiméridgienne. Le niveau de 380 m. de St. Remèze s'est prolongé autrefois vers les formations sédimentaires, disparues maintenant, du pays dénudé; les terrasses B. et B<sup>1</sup>. aussi datent de la même période.

Le niveau de la Dent de Rez est alors simultané avec la terrasse A. de la Beaume.

Dans ce cas cette terrasse A. est pontienne.

## BIBLIOGRAPHIE

- B. C. G. F Bull. de la Carte géol. de France.  
B. S. G. F. Bull. de la Soc. géol. de France.  
C. R. Ac. Sc. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.  
B. m. F. Bull. int. du bureau Central météorologique de France.  
M. m. F. Mémorial de l'office national météorologique de France.  
R. g. a. Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine.

### Cartes.

- Carte dite d'Etat-Major, au 1/80000.  
Feuilles d'Orange, Alès, Valence, Largentière, Privas.  
Carte géologique de France, au 1/80000.  
Feuilles d'Orange (1888), Largentière (1889), Valence (1898), Alès (1901), Privas (1909).

1. L. BACONNIER, Le Coiron. Rev. de géogr. alpine 1924.
2. H. BAULIG, Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. 1928.
3. E. BÉNÉVENT, La pluviosité de la France du Sud-Est. R. g. a. 1913.
4. E. BÉNÉVENT, Le climat des Alpes françaises. M. m. F. 1926.
5. M. BOULE, Succession des éruptions volcaniques dans le Velay. B. S. G. F. 1888.
6. M. BOULE, Description géologique du Velay. B. C. G. F. 1892.
7. M. BOULE, L'âge des derniers volcans de la France. La Géographie 1906.
8. A. Briquet, Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du massif central. Ann. de Géogr. 1911.
9. B. m. F. 1—4 Nov. 1899.
10. J. Cvijić, Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. R. g. a. 1918.
11. J. B. DALMAS, Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche. 1872.
12. W. M. DAVIS, Die erklärende Beschreibung der Landformen. 1912.
13. A. DEMAY et H. Longchambon, Sur la tectonique antéstéphanienne des Cévennes à hauteur de Largentière. B. S. G. F. 1932.
14. CH. DEPÉRET, Orogénie du Plateau Central. Ann. de Géogr. 1891—1892.
15. CH. DEPÉRET, Sur la classification et le parallélisme du système miocène. B. S. G. F. 1893.
16. CH. DEPÉRET, Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône. Ann. de Géogr. 1894—1895.
17. G. FABRE, Sur les preuves de la submersion du Mont-Lozère à l'époque jurassique. B. S. G. F. 1873.
18. G. FABRE, Le Permien dans l'Aveyron, la Lozère, le Gard et l'Ardèche. B. S. G. F. 1888.
19. La région des Causses. Réunion extraordinaire dans le Velay et la Lozère. B. S. G. F. 1893.
20. D. FAUCHER, Plaines et bassins du Rhône moyen entre Bas-Dauphiné et Provence. Valence 1927.
21. P. GEORGE, Les surfaces d'aplanissement dans la région du Bas-Rhône. Ann. de Géogr. 1933.
22. M. GIGNOUX, Géologie stratigraphique. 1926.
23. PH. GLANGEAUD, Le Massif Central de la France. 1919.
24. E. HAUG, Sur les dislocations de la bordure du Plateau Central, entre la Voulte et les Vans. C. R. Ac. Sc. 1906.
25. D. JOHNSON, The Central Plateau of France. Geogr. Review 1929.

26. J. JULLIEN, Préhistoire de l'Ardèche. Extrait du Tome I de l'Histoire du Vivarais. Largentière 1913.
27. H. KEYSER, Mistral. De Zee 1934.
28. W. KÖPPEN und R. GEIGER, Handbuch der Klimatologie. Bd. III, Teil M. 1932.
29. O. LEHMANN, Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopädie der Erdkunde. Wien 1932.
30. M. LENOBLE, Les limites de végétation de quelques espèces méditerranéennes dans le bassin moyen du Rhône et les préalpes Sud-Occidentales. R. g. a. 1921.
31. Lethaea geognostica. Teil II, Heft I, Trias. 1903.
32. H. G. LINDNER, Das Karrenphänomen. Ergänzungsheft 208 zu Pet. Mitt. 1930.
33. E. MARTEL, Les Cévennes et la région des Causses. Paris 1885.
34. E. MARTEL, Cavernes de la région des Causses, C. R. du congrès géol. int. 1900.
35. E. DE MARTONNE, Les grandes régions de la France. Cévennes et Causses. 1926.
36. A. E. MITARD, Pluviosité de la bordure sud-orientale du Massif Central. Rev. de Géogr. alpine 1927.
37. M. PARDÉ, Les phénomènes torrentiels sur le rebord oriental du Massif Central. R. g. a. 1919.
38. A. PENCK, Ueber das Karstphänomen. Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. 1903.
39. W. PENCK, Die morphologische Analyse. Geographische Abhandlungen. Zweite Reihe. Heft 2. 1924.
40. H. POSSELDT, Landeskundlicher Abriss des Niederlanguedoc zwischen Rhône und Hérault-Diss. Bonn 1913.
41. E. REYNIER, La région privadoise. R. g. a. 1915.
42. E. REYNIER, Le pays de Vivarais. Vals-les-Bains 1923.
43. E. REYNIER, Ardèche, géographie, histoire 1931.
44. E. REYNIER, Le pays de Vivarais. Valence 1934.
45. F. ROMAN, Structure orographique et géologique du Bas-Languedoc entre l'Hérault et le Vidourle. Ann. de Géogr. 1899.
46. L. Rougetet, Le Mistral. La Météorologie. 1925.
47. L. v. SAWICKI, Causses, Skizze eines greisenhaften Karstes. Bull. de l'Ac. des Sc. de Cracovie. 1909.
48. L. v. SAWICKI, Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschr. 1909.
49. E. SCHEU, Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. Forschungen zur deutschen Landes-und Volkskunde. 1909.
50. H. SCHMITTHENNER, Die Entstehung der Stufenlandschaft. Geogr. Zeitschr. 1920.
51. H. SCHMITTHENNER, Probleme der Stufenlandschaft. Ergänzungsheft 209 zu Pet. Mitt. 1930.
52. M. TORCAPEL, Les glaciers quaternaires des Cévennes. B. S. G. F. 1877.
53. M. TORCAPEL, Note sur la géologie de la ligne d'Alais au Pouzin. B. S. G. F. 1877.
54. M. TORCAPEL, Le Plateau des Coirons. B. S. G. F. 1882.
55. A. TOUCAS, Étude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. B. S. G. F. 1890.

TABLE DES FIGURES.

1. Situation générale d'après le bulletin du B. C. M. de 2 Nov. 1899.
2. Vue panoramique, prise du Cham de Montselgues vers l'Ouest.
3. La vallée de la Liche Chaude et torso de la Beaume.
4. Vue panoramique, prise du Plateau des Gras vers l'Ouest.
5. Cuesta des Gras, vu d'Uzer vers le Nord.
6. Le pays de côtes, vu de la Tour de Brison.
7. La colline liasique des Assions.
8. Panorama de St. André vers l'Est.
9. La vallée de la Beaume et le Plateau des Gras vu de la Cham du Cros.
10. Le paysage triasique et le Coiron vu de la Tour de Brison.
11. La vallée à cirque dans le Trias près de Sanilhac.
12. Tanarque, Cham du Cros, vallée de la Beaume, Serre de Valgorge.
13. La vallée de la Beaume en amont de Valgorge.
14. La vallée de la Beaume en aval de Valgorge.
15. La vallée de la Drobie.
16. Cham de Montselgues, vu vers le Sud.
17. La bordure entre le Tanargue et le Serre de Barry.
18. Le canyon de l'Ardèche dans le Plateau des Gras près de Ruoms.
19. Le canyon du Chassezac dans le Kiméridgien.
20. Entrée du Ligne dans le Plateau des Gras.
21. L'Ardèche subséquente entre dans la Plateau des Gras près de Ruoms.
22. Vue panoramique, prise de St. Maurice d'Ibie vers le Nord.
23. Un „pont”.
24. Villeneuve-de-Berg et les côtes de la craie, vues du Coiron près de St. Jean-le-Centenier.
25. La vallée capturée par le Ruisseau de Lagorce.
26. Vue panoramique, prise du Rocher Sampzon vers le Nord.
27. La Dent de Rez et les niveaux cycliques de 380 m et 280 m.
28. La vallée du Ruisseau des Fons dans le Hauterivien.
29. Cascade du Ruisseau des Fons à sa transition du bloc barrémien dans le Hauterivien.
30. Vue panoramique, prise de la ferme de Rez vers l'Ouest.
31. Profil schématique entre le Tanargue et le Chassezac subséquent.

# STELLINGEN

## I

De ouderdomsbepaling van de alluvions sous-coironniques door TORCAPEL is aanvechtbaar.

TORCAPEL, Le plateau des Coirons. Bull. Soc. Géol. Fr. 1882, p. 418.

## II

Er hebben bodembewegingen plaats gehad in het stroomgebied van de Ardèche na de fossilisering van het alluvium, dat bekend staat als de „Thalweg pontien du Coiron”.

H. BAULIG, Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Paris 1928, p. 480.

## III

Intermitterende daling van de erosiebasis zal, in plaats van landterrassen, zooals deze worden opgevat door SCHMITTHENNER, piedmontvlakken doen ontstaan.

H. SCHMITTHENNER, Die Entstehung der Stufenlandschaft. Geogr. Zeitschr. 1920.

## IV

Dat Bas-Vivarais een cuestalandschap is, werd door BAULIG niet voldoende ingezien.

## V

Het Plateau des Gras is geen „niveau subordonné”, in de beteekenis, welke BAULIG daaraan hecht.

H. BAULIG, Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Paris 1928, p. 439.

## VI

De ontwikkelingsgeschiedenis van een cuestalandschap kan het nauwkeurigst bestudeerd worden in het eraan sluitende kristallijne gebergte.



## VII

De meening van FAUCHER betreffende het ontstaan van den mistral is te verwerpen.

D. FAUCHER, Plaines et bassins du Rhône moyen entre Bas-Dauphiné et Provence. Valence 1927.

## VIII

Het is gewenscht, dat de geo-morpholoog, voor morphologische opname in het gebergte, nauwkeuriger hoogtebepalings-methoden, dan de barometrische, aanwendt.

## IX

De ontwikkeling van de ontwatering van een karstgebied, zooals deze is voorgesteld door O. LEHMANN, is niet van toepassing op Karstgebieden, waar kalk snel afwisselt met mergel.

O. LEHMANN, Die Hydrographie des Karstes, p. 37.  
Enzyklopädie der Erdkunde, 1932.

## X

Ouderdomsbepaling van delta-afzettingen, op grond van fossielen, kan aanleiding geven tot verkeerde dateering.

## XI

Waarschijnlijk spelen trek- en zwerfvogels bij de verspreiding van planten een belangrijker rol, dan tot heden wordt aangenomen.

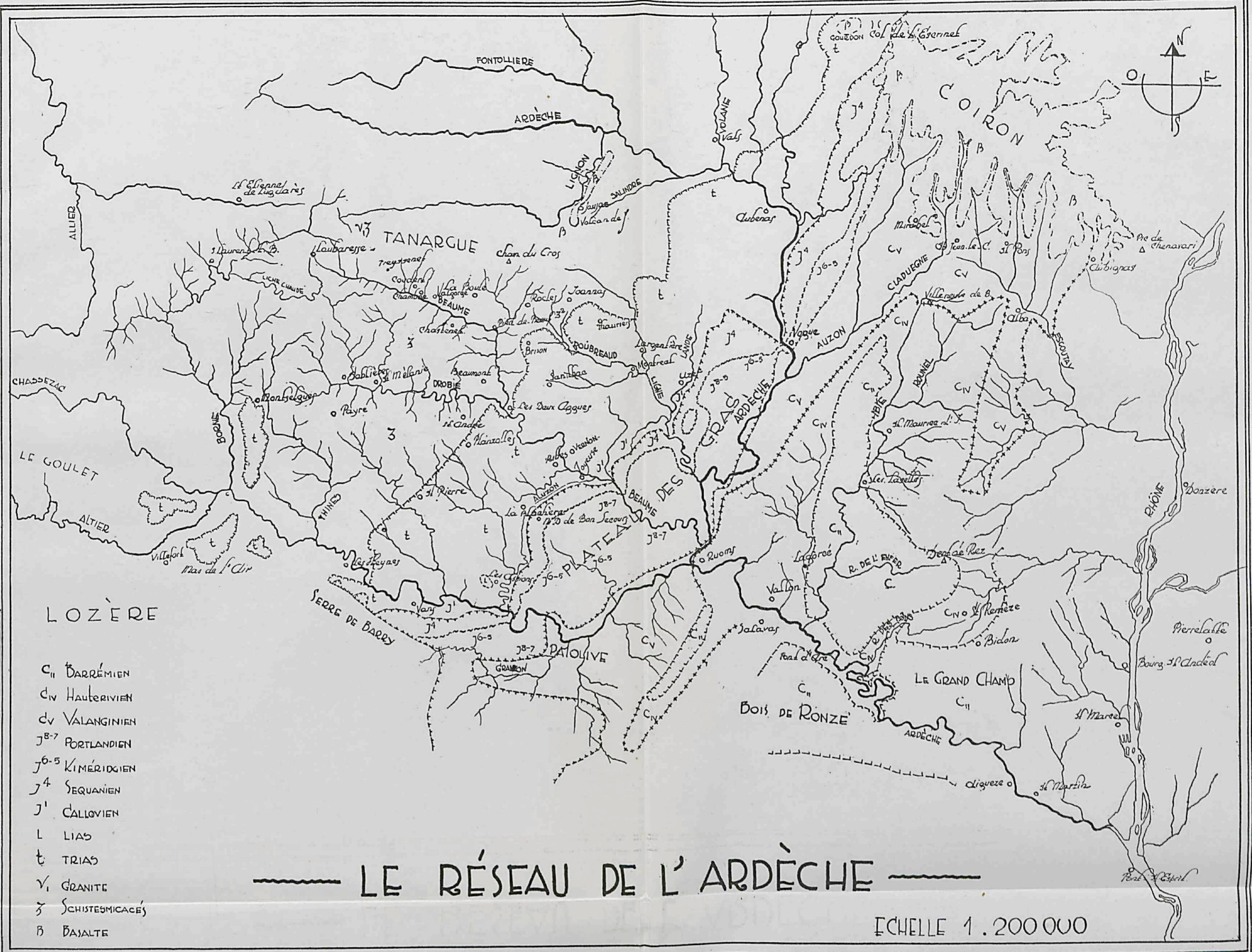
A. DE GRAAF, De Beer van 1933 tot 1936. De Levende Natuur, 1937, p. 297.

## XII

In oude cultuurgebieden brengt een terugvloeien van het naar de stad geëmigreerde volksdeel nagenoeg ongekende moeilijkheden met zich.

## XIII

De vlucht in den wijnbouw na 1918 in het departement „Ardèche”, was economisch niet verantwoord.



# — LE RÉSEAU DE L'ARDÈCHE —

ÉCHELLE 1.200 000







