Origines du matériel détritique des séries « Grès d'Annot » d'après les données de la Thermoluminescence (TLN et TLA)

par Jean-Pierre Ivaldi *

SOMMAIRE. — Les caractères thermoluminescents du quartz « en grains » des séries « Grès d'Annot » sont définis. Ils permettent de mettre en évidence, au sein du complexe détritique tertiaire, une double variation latérale et verticale de la forme des graphes de TLN et de TLA. L'évolution latérale des graphes et plus particulièrement les variations du rapport R_{1 3} de TLN dans le plan horizontal se traduisent par l'existence de trois zones : méridionale, intermédiaire, septentrionale. Le passage d'une zone à l'autre est graduel ; il s'effectue selon une direction N-S à NE-SW.

L'étude du quartz des Maures et du Tanneron, de l'Argentera-Mercantour, des séries triasiques des deux massifs cristallins, du matériel détritique des nappes alpines et la comparaison des divers paramètres de TLN et TLA avec les paramètres équivalents des « Grès d'Annot » permettent de préciser les diverses sources du matériel détritique tertiaire. Les deux principales zones d'alimentation du bassin de sédimentation sont :

- au S, le prolongement corso-sarde du massif des Maures-Esterel ;
- au N et à l'E, les nappes du Flysch à Helminthoïdes et, par extension, l'ensemble des nappes alpines.

L'actuel massif des Maures et du Tanneron et sa couverture de terrains permo-triasiques doivent être considérés comme des sources secondaires. Le même rôle limité peut être attribué aux séries permo triasiques dans la partie N du domaine des « Grès d'Annot ». Par contre, à la marge interne de l'Autochtone et dans le bassin du futur Parautochtone, les apports issus du démantèlement de ces séries peuvent être considérés comme prépondérants.

Les résultats de la thermoluminescence, liés à de nombreux arguments d'ordre géodynamique, permettent de rattacher les séries permo-triasiques septentrionales à un massif cristallin situé en position plus interne que l'Argentera-Mercantour actuel : les cordillères du col de Tende, de la Stura et d'Allos-Pelat.

Le massif de l'Argentera-Mercantour n'était pas émergé au cours du dépôt des « Grès d'Annot ».

ABSTRACT. — The thermoluminescent properties of quartzose material in the Annot Sandstone formation are well defined. They are used to detect both horizontal and vertical variations of the form of natural and artifical TL glow curves in the Tertiary sandstone series. Lateral evolution of glow curves and most particularly the variations of natural TL ratio R_{1-3} in the horizontal plan allow to define three zones: a southern zone, an intermediary zone, a northern zone. The transition from one zone to another is gradual; it's done following a N-S to NE-SW direction.

^{*} Laboratoire de Géologie dynamique et appliquée, U.E.R. Domaine Méditerranéen, Université de Nice, Parc Valrose 06034 Cedex Nice, et Institut des Sciences exactes, Université de Constantine, Algérie.

Studies about quartzose material of the Maures and Tanneron Massif, Argentera-Mercantour Massif, Triassic series of both crystalline mountains masses, detritic material from alpin overthrust nappes, and the comparison of natural and artificial TL parameters with the equivalent parameters of Annot Sandstone formation allow to define precisely the different drift sources of Tertiary detritic material. The both main drift sources are :

- in the South, the corso-sarde prolongation of the present Maures-Esterel Massif;
- in the North and in the East, the overthrust nappes of Helminthoïdes Flysch and then all the alpin ones.

The present Maures and Tanneron Massif and its Permo-Triassic series must be considered as secondary drift sources. The Permo-Triassic series similar to those which now surround the Argentera-Mercantour Massif, may be also considered as secondary sources in the northern part of the Annot Sandstone area. On the contrary, in the inner part of autochtonous outcrops, like in the Basin of the future parautochtonous ones, the drifts coming from the dismantling of the northern Permo-Triassic rocks may be considered as the most important.

The results of thermoluminescence analysis related to many geodynamic arguments allow to relate the northern Permo-Triassic series with a crystalline Massif situated in a more internal position rather than the present Argentera-Mercantour Massif: the « Col de Tende », « Stura » and « Allos-Pelat » Cordilleras.

The present Argentera-Mercantour Massif didn't emerged during the sedimentation of the Annot Sandstone series.

**

I. GÉNÉRALITÉS

1. Introduction.

Les « Grès d'Annot » couronnent la série tertiaire des chaînons subalpins méridionaux. Ils surmontent des marnes, elles-mêmes superposées à un terme calcaire. L'ensemble constitue la classique trilogie nummulitique de la zone externe des Alpes sud-occidentales. La formation gréseuse s'étend à la périphérie de l'arc alpin, de la Riviera italienne en Embrunais-Ubaye (fig. 9). Au-delà, elle est relayée par les Grès du Champsaur, les Grès de Taveyannaz. Le terme gréseux du Flysch des Aiguilles d'Arves peut également être considéré comme un équivalent latéral de la formation.

Dans une étude précédente [49] ont été définis les caractères thermoluminescents du quartz « en grains » des séries « Grès d'Annot ». Des hypothèses d'ordre paléogéographique ont été avancées. Nous nous proposons de préciser ces caractères et d'effectuer des comparaisons avec le quartz des sources présumées du matériel détritique nummulitique, connues actuellement à l'affleurement 1.

Conditions expérimentales et expression des résultats.

La préparation des échantillons de roches, au nombre de 650, l'appareillage utilisé et les conditions expérimentales ont été décrits antérieurement [49, 51]. Chaque échantillon a fait l'objet d'une analyse de sa thermoluminescence naturelle (TLN), puis de sa thermoluminescence artificielle (TLA). La TLA a été obtenue par neutralisation thermique à 500° C pendant 15 minutes, puis par irradiation à l'aide d'une source Co60. La dose d'irradiation reçue par chaque échantillon est de l'ordre de 7 000 rads.

L'expression des résultats nécessitera l'emploi des symboles suivants :

- T : température apparente du pic en °C. Elle correspond à l'intensité maximum de l'émission lumineuse et détermine la position du pic.
- ¹ Résumé d'un travail de thèse de 3^e cycle effectué au sein du Laboratoire de Géologie dynamique et appliquée à l'Université de Nice. J'adresse ici mes remerciements les plus sincères à MM. les professeurs J. POLVECHE et J. DEBELMAS qui m'ont permis de réaliser et de publier cette étude.

 ΔT : écart de température entre deux pics x et y ($\Delta T = Ty - Tx$, avec Ty > Tx).

RT: paramètre caractérisant la position relative de deux pics par des valeurs comprises entre 0 et 100. Il permet d'éliminer les facteurs expérimentaux qui ont une influence sur la température apparente des émissions lumineuses (vitesse de chauffe, position du thermocouple par rapport à l'échantillon...).

Dans le cas d'une courbe à deux pics x et y, $RT = \frac{Ty - Tx}{Tx}$. 100 (avec Ty > Tx).

H: hauteur du pic mesurée sur l'enregistrement à sa température apparente T.

 ΔH : différence de hauteur entre deux pics.

R: paramètre caractérisant l'intensité relative de deux pics par des valeurs comprises entre 0 et 100. Son emploi permet d'éliminer, comme le rapport RT, un certain nombre de facteurs expérimentaux qui ont une incidence sur la forme des graphes (distance séparant l'échantillon du photomultiplicateur, sensibilité du photomultiplicateur...). Dans le cas d'une courbe à deux pics x et y, ce rapport est exprimé

par la formule :
$$R_{x-y} = \frac{Hx}{Hx + Hy}$$
 . 100.

Sp : sensibilité du picoampèremètre.

It : intensité du flux lumineux émis par l'échantillon.

II. THERMOLUMINESCENCE DU MATÉRIEL QUARTZEUX DES « GRÈS D'ANNOT »

1. Le quartz « en grains ».

a) Evolution latérale des courbes de thermoluminescence.

TLN. La position des pics est très stable sur l'ensemble du domaine des « Grès d'Annot » et ne permet pas de déceler une quelconque variation latérale des caractères thermoluminescents du matériel quartzeux nummulitique. Les graphes montrent deux pics : un pic de basse température (pic 1) situé dans l'intervalle 255-279° C et un pic de haute température (pic 3) situé entre 352 et 377° C. Le domaine de variation des températures apparentes des pics n'excède pas 25° C, l'écart Δ T des pics 1 et 3 (Δ T = T3-T1) oscille entre 80 et 106° C, le

rapport RT (RT =
$$\frac{\Delta T}{T1}$$
 . 100) est généralement

compris entre 30 et 40.

Deux séries d'échantillons prélevées, l'une dans le synclinal de Menton, l'autre à Saint-Antonin, ont fourni des courbes quelque peu différentes, avec présence d'un pic supplémentaire disposé entre les deux maximums précédents. Cette émission (pic 2) est peu intense, elle apparaît dans l'intervalle 310-335° C.

L'intensité relative des pics 1 et 3 permet de définir trois types de courbes A, B, C (fig. 1, I):

— le type A se caractérise par un pic de basse température (pic 1) plus intense que le pic de haute température (pic 3). Par convention, la différence de hauteur Δ H des deux pics est positive lorsque H1 > H3. Le rapport d'intensité R_{1 3}

est supérieur à 50 (
$$R_{1\,3} = \frac{H1}{H1 + H3}$$
. 100);

- le type B montre deux pics de même intensité.
 Ceci se traduit par un écart Δ H faible ou nul et par un rapport R₁₋₃ voisin ou égal à 50;
- le type C présente un pic de haute température plus intense que le pic de basse température.
 Δ H est négatif, le rapport R_{1 3} est inférieur à 50.

Les trois types de courbes de TLN A, B, C se répartissent suivant trois zones bien distinctes (fig. 2 et dépliant hors texte):

- une zone méridionale définie par des courbes de type A (R_{1 3} > 50);
- une zone septentrionale où les courbes sont de type C ($R_{1.3} < 50$);
- une zone que l'on peut qualifier d'intermédiaire ou de transition. Cette zone montre les trois types de courbes, avec prédominance du type B (R_{1 3} \simeq 50). Elle sépare les deux zones précédentes.

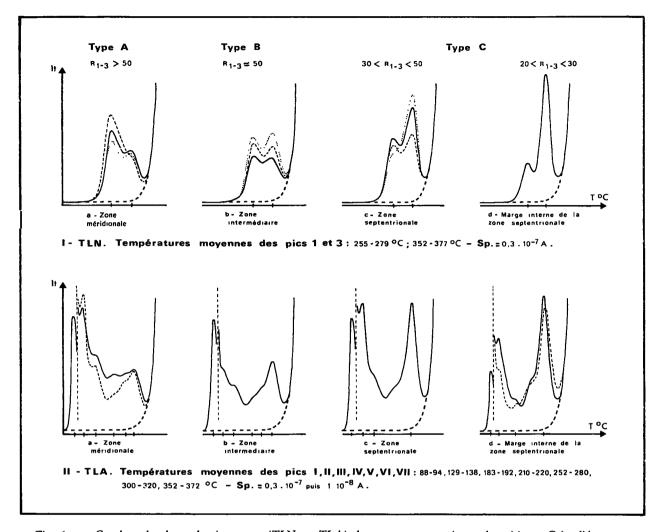


Fig. 1. — Courbes de thermoluminescence (TLN et TLA) du quartz « en grains » des séries « Grès d'Annot ».

L'absence de repères stratigraphiques au sein des « Grès d'Annot » est un obstacle à l'analyse plus détaillée des résultats. Le complexe détritique a été daté de façon indirecte, à partir de l'âge des « marnes bleues » sous-jacentes. Les nombreux travaux consacrés à ce problème [1, 4, 5, 11, 18, 20] ont montré que le début de la sédimentation n'était pas synchrone à l'échelle de la formation. Les premiers termes détritiques sont rapportés au Lutétien supérieur dans le domaine ligure, au Priabonien dans les synclinaux de Menton, Contes et Peira-Cava, à l'Oligocène inférieur dans ceux de Puget-Théniers, Annot et Barrême. Or l'analyse comparée des para-

mètres de thermoluminescence dans le plan horizontal ne peut être effectuée de façon rigoureuse sans « fixer » le facteur temps. L'état actuel des connaissances ne permet pas une telle opération. Les comparaisons ont donc été réalisées à partir d'un repère lithologique : la base de la série gréseuse.

A l'échelle de chaque synclinal ou affleurement, l'évolution des courbes de TLN se traduit par une variation continue du rapport R_{1 3}. La valeur de ce paramètre diminue lorsqu'on se déplace du S vers le N (synclinal de Saint-Antonin, massif du Tournairet) ou encore du SW vers le NE (Menton,

| Graphes : | Type A R ₁₋₃ > 50 | Type B R ₁₋₃ ≃ 50 | Type C R ₁₋₃ < 50 |
|---|-------------------------------------|-------------------------------------|--|
| Rouaine Saint-Antonin Contes Menton Puget-Théniers Braux-Annot Savel Peira-Cava Ligurie s.l. Le Tournairet Haute Tinée Haut Var Haut Verdon Le Lauzet Crévoux | | | |

Fig. 2. —Répartition des trois types de courbes de TLN sur le domaine des « Grès d'Annot ».

Annot). Une telle évolution se retrouve à l'échelle de la formation gréseuse (dépliant hors-texte). Le passage de la zone méridionale à la zone septentrionale est graduel. Il s'effectue :

- selon une direction SW-NE entre Menton et le domaine ligure. Le rapport R_{1 3} passe de 66,4 à 55,0 entre les flancs W et E du synclinal de Menton. A Mortolà, les valeurs du paramètre sont voisines de 45 et plus à l'E, au confluent Bèvera-Roya, elles sont à peine supérieures à 40. A la bordure interne des affleurements, au contact des unités du Flysch à Helminthoïdes, R_{1 3} varie entre 36 et 37;
- selon une direction SSW-NNE entre les synclinaux de Contes, Savel et Peira-Cava. A la partie méridionale du synclinal de Contes, R_{1 3} oscille autour de 60; sur le flanc oriental et au N, les grès de base fournissent des rapports proches de 55. De la Cime du Savel à celle du Tournet se rencontrent les trois types de courbes, le paramètre R_{1·3} varie de 54,9 à 47,1 (moyenne: 50,5). Au-delà seul subsiste le type C. Le rapport d'intensité est voisin de 41 dans les assises basales situées à la latitude de la Baisse de la Cabanette (SE du synclinal de Peira-Cava), il est encore plus faible sur le flanc N du synclinal, où ses valeurs sont comprises entre 34,8 et 32,1 (tableau n° 1).
- selon une direction méridienne entre Saint Antonin et Puget-Théniers. Le paramètre R_{1 3} passe de 67,1 à 57,1 entre les bords S et N du synclinal de Saint-Antonin. A Puget-Théniers le contact marnes-grès se caractérise par des valeurs assez fortes, supérieures à 60. Cependant R_{1 3} baisse très rapidement dans les premiers termes de la série et l'on observe toutes les valeurs intermédiaires entre 62,9 et 45,4;
- selon une direction SSW-NNE entre Rouaine ($R_{1-3} = 64.4 \text{ à } 63.5$), Annot ($R_{1-3} = 58.9 \text{ à } 47.3$), Noncière-Colmars ($R_{1-3} = 41.1 \text{ à } 37.1$) et le haut Var ($R_{1-3} = 33.4 \text{ à } 31.8$).

Une seule anomalie apparaît dans ce schéma évolutif. Elle se place au niveau des grès de haute Tinée (La Bonette). Les courbes sont de type C, mais les valeurs du paramètre R₁₋₃ sont supérieures à celles enregistrées plus au S, dans les régions de La Cayolle et du haut Verdon. Ce n'est que dans la partie sommitale du complexe détritique que l'on retrouve des rapports inférieurs à 40.

Les valeurs les plus faibles du rapport R_{1 3} de TLN ont été enregistrées à la marge interne des affleurements de l'Autochtone, dans le vallon de Bens (confins franco-italiens de Tende - La Brigue), au Lauzet (basse Ubaye) et dans le vallon de Crévoux (Embrunais). Dans ces trois secteurs, R₁₋₃ oscille entre 31 et 24.

TABLEAU Nº 1

Grès d'Annot. Radiale Contes - Peira-Cava.

Evolution latérale des paramètres de thermoluminescence (TLN et TLA) dans les termes inférieurs de la série détritique

(valeurs moyennes, températures des pics en ° C, hauteurs en mm)

Sp. TLN = $0.3 \cdot 10^{-7}$ A — Sp. TLA = $1 \cdot 10^{-8}$ A

| Paramètres | TLN | | | | | | | TLA | |
|-----------------|------------|------------|----------|--------------|-----------|------------|------------|------------------|------------------|
| Affleurements | T1 | Т3 | ΔΤ | RT | Hı | Н3 | ΔН | R _{1 3} | H _{vII} |
| Contes: | | | | | | | | | |
| Sud | 271 267 | 363 362 | 92 95 | 33,9 35,6 | 83 78 | 55 62 | +28 +16 | 60,1 55,7 | 60 80 |
| Savel-Tournet | 266 | 360 | 94 | 35,3 | 94 | 92 | +02 | 50,5 | 100 |
| Peira-Cava: | | | | | | | | | |
| Sud-Est Nord | 265 267 | 363 359 | 98 92 | 37,0 34,5 | 109 88 | 157 177 | 48 89 | 41,0 33,2 | 116 192 |

La partie basale de la formation des « Grès d'Annot » se caractérise donc en TLN par un rapport R₁₋₃ qui diminue graduellement de la bordure externe des chaînons subalpins méridionaux à leur marge interne. Au S, les courbes de TLN montrent un pic de basse température très intense, alors que le pic de haute température est faible, peu marqué. Au N, c'est l'inverse qui se produit, le pic de haute température est prédominant. Le passage d'un type de graphe à l'autre s'effectue rapidement. La zone de transition définie par les valeurs limites R₁₋₃ 55 et R_{1 3} 45 a une largeur de 6 km dans le domaine de l'Arc de Castellane et celui de l'Arc de Nice. Elle est encore plus étroite dans la région de Menton, où le type A fait place au type C en moins de 4 km. Cette zone est régulière et continue sur tout le domaine des « Grès d'Annot ». Elle se place actuellement et en ce qui concerne les grès de base au S du dôme de Barrot et du Massif du Tournairet (dépliant hors-texte). Son orientation est alors sensiblement E-W. Elle est affectée par deux virgations de sens opposé. A l'approche de l'Arc de Nice, la zone s'incurve vers le SE et passe entre les synclinaux de Contes et Peira-Cava d'une part, Menton et Mortolà d'autre part. Elle englobe au passage le petit affleurement du Savel. Aux abords de la branche occidentale de l'arc de Castellane, la zone intermédiaire s'incurve également, mais vers le NW. Elle partage les affleurements de Braux et d'Annot en deux parties.

La répartition relative des différentes valeurs du rapport R_{1·3} dans le plan horizontal a été peu affectée par les effets de la tectonique. Les seules discontinuités que l'on observe se placent au passage des accidents décrochants de Breil-Sospel et de la moyenne Vésubie. Au niveau de l'accident de Breil-Sospel, les lignes iso-facteur R_{1·3} 55 et R_{1·3} 45 prises comme limites S et N de la zone de transition sont décalées d'environ 3 km. Ce décalage s'accorde avec la nature senestre de l'accident [24]. Par contre, au niveau de l'accident de la moyenne Vésubie le décalage des mêmes lignes est plus faible. Il permet cependant d'interpréter l'accident de la moyenne Vésubie comme un décrochement dextre.

Les effets de l'accident de Rouaine sur la répartition des valeurs de R_{1 3} sont difficiles à définir en raison de l'absence d'affleurements gréseux à l'E du décrochement.

TLA. Sept pics ont été dénombrés en TLA. Les émissions lumineuses atteignent leur intensité maximale respective dans les intervalles de température 88-94° C, 129-138° C, 183-192° C, 210-220° C, 252-280° C, 300-320° C, 352-372° C. Ces pics ont été numérotés de I à VII selon leur ordre d'apparition.

Les paramètres relatifs à la position des pics de TLA permettent de séparer les courbes en deux grands ensembles. Le premier ensemble correspond aux courbes de TLN de type A, B, C. Les graphes sont constitués par les pics I, II, III, V, VI, VII. Les pics V et VII sont les équivalents des pics 1 et 3 de la TLN. Les courbes du second ensemble se distinguent des précédentes par la disparition du pic III (183-192° C) et par l'apparition du pic IV (210-220° C). Elles correspondent aux graphes de TLN de type C caractérisés par un rapport R_{1 3} très faible, inférieur à 31 (fig. 1, II).

Les trois types de courbes de TLN A, B, C n'ont pas d'équivalents aussi nets en TLA. Cependant, la forme des graphes de TLA évolue également dans le plan horizontal. Cette évolution se traduit par l'augmentation régulière de la hauteur du pic VII (352-372° C) lorsqu'on se déplace des synclinaux nummulitiques les plus externes vers les affleurements les plus internes. Parallèlement l'intensité des pics III, V et VI diminue. Dans les affleurements de la zone septentrionale, ces trois maximums sont réduits à des inflexions et les courbes de TLA montrent deux domaines de basse et haute tempé-

rature séparés par un minimum d'intensité lumineuse situé entre 230 et 245° C (fig. 1, II c).

A la marge interne de l'Autochtone, dans les affleurements caractérisés par des valeurs de R_{1.3} très basses, le pic III est absent, le pic IV apparaît (fig. 1, II d). Ce changement de forme des graphes de TLA permet de distinguer les secteurs du vallon de Bens, du Lauzet et du vallon de Crévoux des autres affleurements de « Grès d'Annot » (fig. 9).

b) Evolution verticale des courbes de thermoluminescence.

TLN. L'évolution verticale des graphes se traduit par une diminution du rapport d'intensité R_{1 3} des grès de base aux grès sommitaux. Cette baisse est généralement discontinue.

A Contes, sur le flanc E du synclinal, R₁₋₃ passe de 55,9 à 51,7 avec pour valeur maximale intermédiaire 58,8. Le type B succède au type A dans le temps (tableau n° 2).

TABLEAU N° 2

Grès d'Annot. Evolution verticale des paramètres de thermoluminescence

(TLN et TLA) dans la série gréseuse du flanc oriental du synclinal de Contes

(coupe synthétique, températures des pics en ° C, hauteurs en mm).

Sp. TLN = 0,3 . 10⁻⁻⁷ A — Sp. TLA = 1 . 10⁻⁸ A

| Paramètres | TLN | | | | | | | | TLA |
|------------|-----|-----|----|------|-----|----|-----|------------------|------------------|
| | T1 | Т3 | ΔΤ | RT | H1 | Н3 | ΔН | R ₁₋₃ | H _{vII} |
| Sommet | 274 | 364 | 90 | 32,8 | 76 | 71 | +05 | 51,7 | 76 |
| ^ | 267 | 358 | 91 | 34,1 | 72 | 64 | +08 | 52,9 | 75 |
| | 266 | 355 | 89 | 33,5 | 120 | 96 | +24 | 55,6 | 71 |
| | 270 | 355 | 85 | 31,5 | 128 | 97 | +31 | 56,9 | 70 |
| 300 m | 268 | 361 | 93 | 34,7 | 94 | 66 | +28 | 58,8 | 68 |
| | 268 | 355 | 87 | 32,5 | 99 | 71 | +28 | 58,2 | 67 |
| | 266 | 355 | 89 | 33,5 | 105 | 79 | +26 | 57,1 | 63 |
| | 268 | 362 | 94 | 35,1 | 84 | 62 | +22 | 57,5 | 66 |
| Base | 269 | 364 | 95 | 35,3 | 81 | 64 | +17 | 55,9 | 62 |

Au SE du synclinal de Peira-Cava², R_{1 8} varie entre 41,0 et 41,8 de la base au sommet de la série détritique, dont l'épaisseur avoisine 600 m. Le paramètre atteint sa valeur maximale, soit 47,0 quelque 150 m au-dessus du contact marnes-grès.

A La Cayolle, R_{1 3} diminue de 31,8 à 25,0 avec un maximum de 41,3 au sommet du premier tiers de la série. Sur le flanc S du synclinal de Saint-Antonin R_{1 3} évolue de 67,1 à 62,2 de la base de la première formation détritique au sommet de la seconde formation. Sur le flanc N, le paramètre diminue de 57,1 à 54,9 entre la première et la troisième

² Coupe « col de l'Orme - Baisse de la Cabanette » : début en x = 1003,5 - y = 191,2; fin en x = 1002,7 - y = 191,6. Feuille Menton - Nice 1/50 000.

formation. Les récurrences sableuses situées au sein des niveaux et lentilles conglomératiques montrent toujours des rapports d'intensité supérieurs à ceux des sables et grès situés immédiatement au-dessous de ces mêmes conglomérats. L'arrivée du matériel grossier dans le bassin de sédimentation provoque donc à Saint-Antonin une augmentation de l'intensité du pic de basse température.

Les grès de base de haute Tinée fournissent des rapports d'intensité de l'ordre de 44,0. Au sommet du complexe détritique, au contact grès-schistes à blocs [52, 54], R₁₋₃ oscille entre 36,0 et 34,7.

La valeur du paramètre R₁₋₃ ne diminue régulièrement que dans le synclinal de Menton et au Tournairet. A Menton, dans la partie occidentale du synclinal, R_{1 3} baisse de 66,4 à 52,0. Cette variation s'observe sur une épaisseur de sédiments de l'ordre de 300 m. A la base de la série les courbes sont de type A « franc ». Elles tendent vers le type B dans les grès sommitaux. Au S du massif du Tournairet, R₁₋₃ varie de 40,3 à 35,3 dans le plan vertical.

La diminution du rapport R_{1 3} de TLN dans le plan vertical provoque le déplacement des trois zones méridionale, intermédiaire et septentrionale, qui « glissent » vers le S et le SW avec le temps. Ce déplacement est particulièrement net dans les synclinaux de Contes et de Menton, où le type B succède au type A au cours de la sédimentation des « Grès d'Annot ». Il est de l'ordre de 4 km.

TLA. L'évolution des graphes dans le plan vertical se traduit par une augmentation de l'intensité du pic VII lorsqu'on monte dans la série gréseuse (tableau n° 2). Parallèlement les maximums d'intensité se regroupent en deux domaines de basse et haute température, les pics III, V, VI s'effacent.

Les variations des paramètres de thermoluminescence (TLN et TLA) sont analogues, dans le plan vertical et dans le plan horizontal, de la base du complexe détritique à son sommet dans un cas, du S au N et du SW vers le NE dans l'autre.

2. Le quartz des éléments de roches endogènes.

a) Les granites calco-alcalins des synclinaux de Contes et de Menton.

La forme des graphes de TLN est définie par la présence de deux pics, le pic de haute température étant toujours plus intense que le pic de basse température (fig. 3, A-B). Ce caractère oppose le quartz des granites calco-alcalins au quartz « en grains » qui, dans les synclinaux de Contes et de Menton, présente un pic de basse température prédominant. La TLA confirme cette opposition par des différences au niveau de l'intensité relative des pics. La position des émissions lumineuses diffère également entre les granites monzonitiques et le quartz détritique (fig. 3, a-b).

b) Les granites, microgranites et anatexites du synclinal de Saint-Antonin.

La majeure partie des roches endogènes du synclinal de Saint-Antonin, à l'exception de quelques microgranites, montre des courbes de TLN où prédomine le pic de basse température (260-290° C). Ce pic est suivi par une ou deux émissions lumineuses, l'une entre 320 et 350° C, l'autre dans l'intervalle 365-395° C. Dans le cas des courbes à deux pics, c'est l'émission de haute température qui est absente. Contrairement à ce que l'on observe dans les synclinaux de l'arc de Nice, le quartz des éléments conglomératiques de Saint-Antonin ne s'oppose pas en TLN et en TLA au quartz « en grains » (fig. 3, C-c, D-d, E-e, F-f).

3. Interprétation des résultats.

La répartition des différents types de courbes de TLN en deux grands ensembles S et N et le passage progressif d'un type à l'autre, avec présence d'une zone de transition s'explique aisément si l'on admet deux sources majeures d'apports stables et uniformes, l'une méridionale, l'autre septentrionale. De la première serait issu le matériel quartzeux responsable des courbes de type A, de la seconde celui fournissant les courbes de type C. On peut alors voir dans les affleurements caractérisés par la présence des trois types de graphes A, B, C les témoins d'une zone de mélange du matériel détritique, avec apports en égale proportion de la part des deux sources, ceci dans le cas où l'intensité de la TLN des deux « stocks » de quartz est équivalente. Dans le cas contraire, la zone définie par un rapport moyen $R_{13} \cong 50$ ne représente en fait que l'homothétique de la véritable zone intermédiaire. Le dessin de cette zone permet de préciser la position des deux provinces nourricières principales. La province septentrionale s'étendait au N et à l'E de l'actuel domaine des « Grès d'Annot », la province méri-

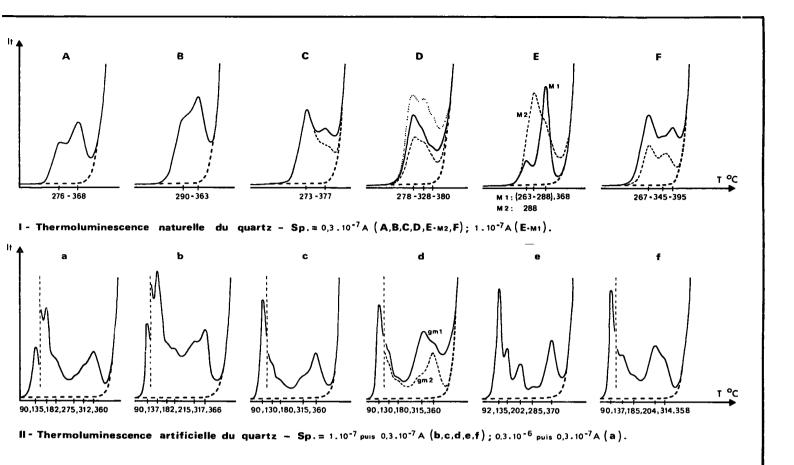


Fig. 3. — Courbes de thermoluminescence (TLN et TLA) de qu'elques éléments de roches endogènes des synclinaux de Contes, Menton et Saint-Antonin.

Synclinaux de Contes et Menton (A,a, Granites subalcalins; B,b, Granites monzonitiques). — Synclinal de Saint-Antonin (C,c, Granites subalcalins; D,d, Granites monzonitiques; E,e, Microgranites; F,f, Anatexites).

dionale ne devait pas dépasser vers l'E la région Menton - Mortolà. Le déplacement des trois zones vers le S et le SW au cours du dépôt des grès peut être expliqué par une arrivée de plus en plus importante du matériel d'origine septentrionale dans le bassin de sédimentation.

Les différents mouvements tectoniques qui ont affecté les chaînons subalpins méridionaux après le dépôt des « Grès d'Annot », n'ont eu que peu d'incidence sur la répartition relative des valeurs du rapport R_{1 3} de TLN et par là sur le dessin de la zone intermédiaire. Les effets de la tectonique ne sont directement observables qu'au niveau des accidents décrochants de Breil-Sospel et de la moyenne Vésubie. La TLN permet d'interpréter le premier accident comme un décrochement senestre, le second comme un décrochement dextre. La méthode permet

également d'évaluer à 3 km le rejet horizontal postnummulitique de l'accident de Breil-Sospel.

Bien que la distribution des différentes valeurs du paramètre R₁₋₃ soit régulière à l'échelle de la formation gréseuse, il convient d'envisager, en liaison directe avec le glissement de la couverture post-triasique de l'Argentera-Mercantour, la translation vers le S et le SW des trois zones définies par la TLN. Cette translation paraît s'être effectuée « en bloc » sur une distance comprise entre 10 et 20 km [12, 31, 38, 43]. Toute tentative de reconstitution paléogéographique doit tenir compte de ce phénomène.

Les données de la TLA n'autorisent pas une interprétation aussi poussée. Elles ne s'opposent cependant pas à l'ébauche paléogéographique établie à partir de la TLN. L'évolution du pic VII de TLA au sein de la formation des « Grès d'Annot » confirme celle du pic 3 de TLN. L'intensité des deux maximums augmente régulièrement de la zone méridionale à la zone septentrionale. Les analyses montrent également que le pic V, qui est l'équivalent du pic 1 de TLN, est plus développé au S qu'au N, sans toutefois devenir prépondérant. La forte intensité des pics 1 et V est donc un caractère lié à une « province » méridionale, celle des pics 3 et VII est à rattacher à une province septentrionale.

Ces premières conclusions sont confirmées par les résultats relatifs aux éléments de roches endogènes de Saint-Antonin qui, dans leur grande majorité, montrent en TLN des graphes où prédomine le pic de basse température. La forme des courbes de TLN d'une partie des échantillons de granites calco-alcalins et d'anatexites permet d'expliquer la présence de graphes à 3 pics dans une série d'échantillons de grès prélevés au sommet de la première formation détritique du flanc N du synclinal (cf. paragraphe II, 1). Dans les synclinaux de l'arc de Nice, l'opposition des paramètres de thermoluminescence entre quartz « en grains » et quartz « granitique » peut être le reflet de la nature polygénique du matériel détritique.

Les secteurs du vallon de Bens, du Lauzet et du vallon de Crévoux se distinguent de l'ensemble des affleurements de « Grès d'Annot » par des graphes de TLA différents et des valeurs du rapport R₁₋₃ de TLN très faibles. Ceci permet d'envisager l'existence d'une troisième source de matériel détritique, située également au NE de l'actuel domaine des « Grès d'Annot ».

III. ORIGINES DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE DES SÉRIES « GRÈS D'ANNOT »

L'application du phénomène de thermoluminescence aux problèmes paléogéographiques est basée sur l'analyse comparée des séries gréseuses et des zones d'alimentation présumées du matériel détritique. En ce qui concerne les « Grès d'Annot », les comparaisons ont été effectuées avec le Cristallin et le Cristallophyllien des Maures, du Tanneron et de l'Argentera-Mercantour, le Trias gréseux de ces massifs et celui du dôme de Barrot. Les sables bariolés continentaux de l'Eocène inférieur ³ qui affleurent entre le Tanneron et la basse vallée du Var, les calcaires gréseux qui constituent le premier terme du Nummulitique marin dans la partie méridionale de l'aire couverte par les affleurements de « Grès d'Annot », les séries détritiques des nappes du Flysch à Helminthoïdes ont également fait l'objet d'analyses.

1. Le domaine des Maures et du Tanneron.

Les caractères thermoluminescents du Cristallin et du Cristallophyllien de l'ensemble Maures-Tanneron sont présents dans le matériel des « Grès d'Annot », mais ils ne sont pas dominants. Les analogies entre les deux domaines portent toujours sur un nombre restreint d'échantillons, généralement des galets de roches endogènes en ce qui concerne le complexe détritique tertiaire. Ainsi, les courbes de TLN et de TLA des granites de Plan de la Tour et du Rouet sont tout à fait semblables à celles qui caractérisent une partie des roches microgrenues de Saint-Antonin (fig. 3, E, et fig. 4, B). Les galets de roches endogènes des synclinaux de Contes et Menton peuvent également être rapprochés, par leurs paramètres de thermoluminescence, du matériel du massif cristallin méridional. Mais ces analogies disparaissent au niveau du quartz « en grains ». En effet, alors que le matériel quartzeux de la zone méridionale des « Grès d'Annot » se caractérise par des courbes de TLN où le pic de basse température est plus intense que le pic de haute température, le quartz du Cristallin et du Cristallophyllien de l'ensemble Maures - Tanneron, le quartz « détritique » des grès bigarrés triasiques, celui des sables et calcaires gréseux éocènes présentent dans la majorité des cas le phénomène inverse, avec un pic de haute température prédominant (fig. 4). La TLA confirme ces résultats. Le trait majeur des graphes représentant le matériel quartzeux triasique est constitué par la forte intensité des trois pics de basse température (90, 134, 205° C). Ce caractère se retrouve avec moins de netteté dans les gneiss leptynitiques du Tanneron, le granite du Plan de la Tour et celui du Rouet, les sables continentaux et calcaires gréseux de l'Eocène (fig. 4). Il n'est

³ Les sables bariolés continentaux ont été datés de l'Eocène inférieur par analogie avec les sables bleutés varois. L'âge de ces sables bleutés est actuellement controversé. Pour certains auteurs, la formation s'est déposée au Sparnacien, pour d'autres au cours du Sannoisien-Stampien (voir C. R. Soc. Géol. Fr., fasc. 1, 1973).

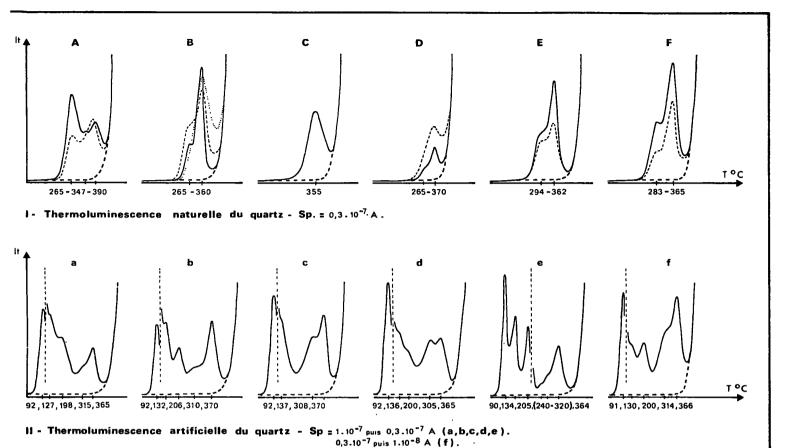


Fig. 4. — Domaine des Maures et du Tanneron s.l. — Courbes de thermoluminescence (TLN et TLA) du Cristallophyllien, du Cristallin, des séries détritiques triasiques et éocènes (inférieur et moyen).

A,a, Gneiss leptynitiques du Tanneron; B,b, Granites du Rouet et de Plan de la Tour; C,c, Granite de Camarat; D,d, Granite de Château-Grime; E,e, Grès bigarrés du Trias inférieur (bordure septentrionale du Tanneron); F,f, Sables bariolés continentaux de Biot et La Colle-sur-Loup, calcaires gréseux du synclinal de Contes.

jamais présent dans le quartz « en grains » des « Grès d'Annot ».

Les formations conglomératiques du synclinal de Saint-Antonin renferment des galets de rhyolites et pyromérides potassiques tout à fait analogues aux rhyolites de type « R3 » et « R4 » définies par P. Bordet dans l'Esterel [14, 15]. La présence de ces éléments ne permet pas d'écarter l'Esterel et par là le Tanneron du nombre des sources du matériel détritique. On doit donc conclure à une faible participation de cet ensemble au comblement du bassin nummulitique.

Il faut alors rechercher une autre patrie pour la majeure partie du matériel détritique de la zone méridionale des « Grès d'Annot » et ne voir, dans la série cristallophyllienne qui affleure actuellement entre la presqu'île de Giens et le Cap d'Antibes qu'une source d'apports secondaire. La source principale des apports terrigènes de la partie méridionale du domaine des « Grès d'Annot » doit être recherchée dans une zone aujourd'hui disparue à l'affleurement et constituée par le prolongement des Maures - Esterel vers le massif corso-sarde. Cette conclusion partielle est dictée par plusieurs faits, au premier rang desquels se placent les résultats de TLN et de TLA obtenus sur le matériel du massif cristallin actuel. La forme et la position de la zone intermédiaire entre le Savel et la frontière italienne constituent également des arguments en faveur d'une telle hypothèse. Cette zone peut en effet être interprétée comme la limite septentrionale des influences prédominantes de la principale source méridionale. On est alors contraint de placer cette source entre le Cap d'Antibes et la frontière italienne, sans préjuger de son développement vers le S.

Les études pétrographiques réalisées par M. Bou-CARUT et J. BODELLE [15] sur les éléments conglomératiques du synclinal de Saint-Antonin appuient cette hypothèse. Elles révèlent la présence d'une forte proportion de roches endogènes (80 % du matériel) inconnues à l'affleurement dans les régions limitrophes de l'aire de répartition des « Grès d'Annot ». Les auteurs proposent de rechercher leur origine dans un massif cristallin actuellement « effondré » en Méditerranée. Ceci s'accorde parfaitement avec les conclusions auxquelles conduisent les résultats de la thermoluminescence.

2. Le domaine de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot.

a) Le socle de l'Argentera-Mercantour.

Au début du siècle, J. Boussac [18] considérait le massif de l'Argentera-Mercantour comme la principale source du matériel détritique des « Grès d'Annot ». En 1957, P.-H. KUENEN et al. [55], à partir de nombreuses observations d'ordre sédimentologique (variations latérales de granulométrie, sens des paléocourants), modifièrent ce schéma paléogéographique. Pour les auteurs, la majeure partie du matériel détritique tertiaire avait une origine méridionale, « l'Argentera-Mercantour n'y mêlant que des apports locaux provenant de son cœur granitique ». Les travaux les plus récents [11, 20] attribuent au massif cristallin un rôle secondaire; par là, leurs auteurs admettent que l'émersion du massif est antérieure ou contemporaine du dépôt des grès.

Les données de la thermoluminescence rejoignent en partie les hypothèses émises postérieurement à 1957. Les différentes formations crystallophylliennes, le matériel granitique de l'Argentera se caractérisent en TLN et TLA par des paramètres très variables : la position, l'intensité relative et, dans certains cas, le nombre des émissions lumineuses varient entre les gneiss, les migmatites, le granite (fig. 5). Cette absence d'homogénéité ne permet pas de considérer l'Argentera-Mercantour comme l'une des principales provinces distributrices du matériel détritique tertiaire. Mais on ne retrouve pas en thermoluminescence de preuve irréfutable concernant le rôle secondaire joué par le massif. Au niveau du quartz « en grains », ce sont les gneiss du Fougiéret et les anatexites de Fenestre qui se rapprochent le plus du matériel nummulitique (fig. 5). Les courbes de TLN sont en effet de type C, la position des pics est analogue d'un matériel à l'autre : dans le Cristallophyllien, les deux émissions lumineuses se situent à 272 et 364° C (± 10° C). Mais ces analogies ne se retrouvent pas en TLA, où seule une partie des echantillons de gneiss a fourni des graphes ayant quelques ressemblances avec ceux qui caractérisent le quartz détritique : présence d'une émission lumineuse à 185° C (pic III), répartition des pics en deux domaines de température bien distincts, prédominance du pic VII sur les émissions de haute température (fig. 5, II, a). De telles caractéristiques sont proches de celles des « Grès d'Annot » de la zone septentrionale. La partie haute température des courbes diffère cependant d'un matériel à l'autre par l'absence du pic VI (300-320° C) dans les gneiss et l'intensité du pic V qui est toujours très faible dans les grès septentrionaux.

Les comparaisons avec les éléments conglomératiques de Saint-Antonin, Contes et Menton n'apportent aucun élément positif. Les anatexites et les granites analysés ne peuvent être rapprochés des roches équivalentes du massif cristallin externe. Les différences se placent, aussi bien en TLN qu'en TLA, au niveau du nombre, de la position et de l'intensité relative des divers pics. La thermoluminescence ne permet pas de rapprocher le matériel quartzeux de l'Argentera de celui des « Grès d'Annot ».

b) Le Trias inférieur gréseux de la bordure de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot.

Y. Gubler proposa pour la première fois en 1958 [47] de rechercher dans la couverture permotriasique de l'Argentera-Mercantour l'une des principales sources du matériel détritique tertiaire. Les résultats de la thermoluminescence ne s'opposent pas à une telle hypothèse; ils la nuancent cependant. Le quartz du Trias inférieur est plus homogène que celui du Cristallophyllien de l'Argentera. Les courbes de TLN sont toujours de type C, avec des rapports d'intensité faibles (21,1<R_{1.3}<34,9). Ces caractères sont également ceux des grès sédimentés dans la partie N du domaine des « Grès d'Annot ». De même, la position des pics est analogue dans le matériel triasique de la bordure de l'Argentera et la série nummulitique (fig. 5, I, E).

Le Trias gréseux du dôme de Barrot se différencie du Trias de l'Argentera et des grès septentrionaux par la position du premier pic de TLN, qui est décalé vers les hautes températures. Ce trait modifie

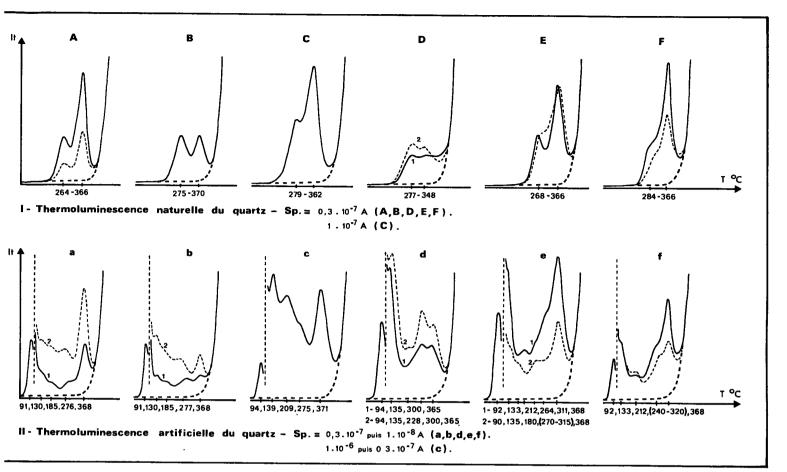


Fig. 5. — Domaine de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot. Courbes de thermoluminescence (TLN et TLA) du Cristallophyllien, du Cristallin et des séries détritiques triasiques.

A,a, Gneiss du Fougiéret; B,b, Migmatites dioritiques d'Iglière; C,c, Anatexites de Fenestre; D,d, 1, Granite de l'Argentera; 2, Faciès microgrenu de bordure du granite de l'Argentera; E,e, Trias inférieur de la bordure de l'Argentera-Mercantour; F,f, Trias inférieur du dôme de Barrot.

sensiblement la forme générale des graphes (fig. 5, I, F). Hormis cette différence, les paramètres de TLN du Trias inférieur sont très proches de ceux ces « Grès d'Annot » de la zone septentrionale. Il est donc tentant de conclure que le matériel détritique de cette zone a une origine à dominante triasique.

Les résultats de la TLA ne permettent pas d'être aussi affirmatifs. Ils se traduisent en effet par deux formes de courbes différentes. La première de ces formes montre entre 270 et 315° C une émission lumineuse assez forte, en « plateau », que l'on n'observe jamais dans la série nummulitique de la zone septentrionale. Les traits originaux de la seconde forme sont l'absence du pic III (183-192° C) et la présence du pic IV (210-220° C), ce dernier encadré par deux minimums d'intensité lumineuse

(fig. 5, II, e-f). Ces deux caractères s'opposent également au type général défini dans la majeure partie des affleurements de « Grès d'Annot ». Par contre, ils s'accordent parfaitement avec les résultats relatifs au matériel détritique du vallon de Bens. du Lauzet et du vallon de Crévoux (cf. fig. 1, II, d). On ne peut donc considérer le Trias gréseux comme l'une des principales patries du matériel détritique nummulitique, mais il est possible d'affirmer qu'il a participé, pour une grande part, à la constitution des séries gréseuses des trois secteurs précédemment cités. On peut également considérer comme province distributrice, le Cristallin et/ou le Cristallophyllien dont le Trias tire son origine. Les éléments de roches endogènes disséminés dans les grès de haute Tinée proviendraient alors, soit de séries conglomératiques permiennes remobilisées, soit directement de l'érosion d'un socle.

Plusieurs points méritent d'être précisés avant de

— On admet actuellement que le massif de l'Argentera-Mercantour était en partie émergé pendant le dépôt des « Grès d'Annot ». Aucune preuve directe n'est venue pour l'instant confirmer cette hypothèse. Un argument de poids a été avancé par M. BOUCARUT et J. BODELLE [11, 15], qui ont identifié dans les conglomérats de Saint-Antonin des granites à grenats semblables au granite de l'Argentera. Mais il est significatif de constater que J. BODELLE, dans ses conclusions, admet que de telles roches puissent provenir « d'autres massifs cristallins analogues au massif de l'Argentera Mercantour » ... « qui seraient actuellement cachés sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes, sur le continent, ou dans l'actuel golfe de Gênes ».

— La série permienne est très puissante à la partie sud-orientale de l'Argentera-Mercantour. Pour Y. GUBLER [47], la conservation du Permien, liée à la granulométrie fine des « Grès d'Annot » aux abords du massif cristallin sont la preuve que le matériel nummulitique situé au S de ce secteur a une origine méridionale. Au contraire, le Permien est pratiquement absent dans la partie N du massif et les « Grès d'Annot » sont plus grossiers. L'auteur conclut alors à une origine permo-triasique des grès de la bordure NW de l'Argentera.

En fait le Permien s'amenuise progressivement du SE du massif au NW et disparaît pratiquement à la hauteur de Roya et de Saint-Etienne-de-Tinée, où le Trias inférieur repose directement sur le socle. L'absence de la formation ne signifie donc pas qu'elle a été érodée au cours de l'Eocène supérieur. Le phénomène résulte soit d'une lacune de sédimentation, soit d'une érosion fini permienne. On peut en effet constater que la totalité des affleurements de Trias que l'on rencontre au sein de l'Argentera repose soit sur une série permienne très réduite, soit directement sur le socle. C'est le cas dans le synclinal pincé à matériel triasique de Vej del Bouc au SE du massif, dans les synclinaux du vallon du Fougiéret, Bourguet, vallon de Castiglione (partie W du massif), dans les régions de la Cime de Blancias, col de Fer, Morgon et Becco Rosso au N. On peut également constater qu'au revers oriental de l'Argentera le Trias repose directement sur la série cristallophyllienne.

- L'épaisseur maximale du Trias inférieur dépasse rarement 100 m sur le pourtour de l'Argentera. Seule la base de la série est grossièrement détritique; vers le haut, des pélites succèdent aux conglomérats et arkoses.
- Aux abords de l'Argentera-Mercantour, l'épaisseur de la série mésozoïque reste forte; on n'observe pas de diminution d'épaisseur des sédiments. Il n'y a pas d'amorce de transgression de la série tertiaire autre que sur les termes sommitaux du Crétacé supérieur. Les « Grès d'Annot » ne reposent jamais en discordance sur le socle.
- On évalue le déplacement de la couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans les arcs de Nice et de Castellane [12, 35, 38, 43] entre 10 et 20 km, le rétrécissement de socle au cours de l'orogénèse tertiaire à quelque 6 km [37]. Si l'on replace la couverture dans sa position initiale, on s'aperçoit qu'elle recouvre pratiquement la partie S de l'Argentera. Selon cette hypothèse, les forma-

tions situées actuellement dans les régions de Peira-Cava et du Tournairet se seraient sédimentées plus au N.

Dans un même ordre d'idée, C. STURANI [68] a constaté que si l'on dépliait les accidents intercutanés de Roya et du Mounier d'une part, le pli couché du Mont Nebius d'autre part, le Cristallophyllien n'affleurerait actuellement, dans la partie N du massif de l'Argentera, que sur une largeur inférieure à 12 km. Il est donc difficile de concevoir une alimentation à partir du massif cristallin externe. La difficulté est tournée si l'on admet que le glissement de la couverture a débuté avant ou pendant le dépôt des « Grès d'Annot ». Mais il n'existe actuellement aucune preuve d'un tel phénomène. De plus, les données de la TLN s'opposent à un glissement synsédimentaire de la couverture, lequel se traduirait par un déplacement des trois zones méridionale, intermédiaire et septentrionale vers le N, au cours du dépôt des grès, et non pas vers le S.

— Les premiers éléments conglomératiques provenant de façon certaine de l'érosion de l'Argentera se rencontrent audessus des marnes bleues pliocènes dans le « delta » du Var.

Cet ensemble de faits, auquel s'ajoutent les résultats de notre étude, indique clairement que l'Argentera-Mercantour ne constituait pas au cours de l'Eocène supérieur un vaste domaine émergé, que le matériel issu d'un hypothétique démantèlement du Cristallophyllien et du Permo-Trias ne peut être considéré comme le principal constituant des grès de la zone septentrionale, dont l'épaisseur rarement inférieure à 200 m peut atteindre par endroits 600 m. Par contre, les données de la thermoluminescence indiquent que les apports d'origine triasique doivent être considérés comme majeurs dans les secteurs de Bens, du Lauzet et de Crévoux. La position actuelle de ces secteurs, situés tous trois à la marge interne de l'Autochtone, et l'ensemble des remarques développées ci-dessus permettent d'envisager que la couverture triasique dont les grès nummulitiques tirent leur origine n'est pas celle de l'Argentera-Mercantour actuel, mais d'un massif en position plus interne. Le matériel détritique déposé sur la marge interne de l'Autochtone et dans le bassin du futur Parautochtone serait, dans cette optique, le dernier témoin de la cordillère tendasque de M. Lanteaume [58], qui se poursuivait vers le N par la cordillère de la Stura [20, 62, 68] et la cordillère Allos-Pelat [54]. Cette hypothèse a reçu une première confirmation. Les conglomérats polygéniques subbriançonnais du lac d'Allos renferment des éléments roulés de microgranites dont la taille peut atteindre la dizaine de centimètres. Le quartz de ces microgranites montre en TLN deux pics, l'un à 275° C, l'autre à 365° C (± 5° C). Le sommet des pics est aigu, le pic de haute température est le plus intense : R₁₋₃ varie entre 20 et 22. La forme des courbes, les paramètres sont tout à fait analogues dans le quartz détritique du vallon de Bens, du Lauzet et du vallon de Crévoux.

3. Le domaine des nappes alpines : les séries détritiques du Flysch à Helminthoïdes de Ligurie et du Parpaillon.

Les divers paramètres de thermoluminescence ne permettent pas de distinguer le quartz des « Grès d'Annot » de la zone septentrionale de celui_des séries détritiques du Flysch à Helminthoïdes. L'ensemble des analyses effectuées sur le matériel quartzeux du Flysch à Helminthoïdes du feston San Remo - Saccarel en Ligurie et sur celui de la nappe du Parpaillon en Embrunais, montre en TLN des courbes de type C (fig. 6). Deux émissions lumineuses apparaissent dans les intervalles 265-276° C et 358-370° C. L'écart de température Δ T varie entre 84 et 97° C, le rapport RT est compris entre 30,4 et 35,8. Les valeurs du paramètre R₁₋₃ sont dans la plupart des cas nettement inférieures à 50 : elles oscillent entre 43,4 et 30,8. Une seule série de prélèvements effectuée en Ligurie, à Arziglia (près Bordighera) fournit en TLN des rapports d'intensité voisins de 50.

En TLA, les graphes présentent les pics I, II, III, V, VI, VII. Les maximums sont regroupés en deux domaines de basse et haute température, comme dans la zone septentrionale des « Grès d'Annot ». Les pics III, V et VI sont peu marqués, le pic VII constitue le trait majeur des courbes (fig. 6).

Deux interprétations peuvent être données à partir de tels résultats. La première consiste à admettre que le bassin du Flysch à Helminthoïdes et celui des « Grès d'Annot » ont été alimentés par une même province nourricière. Les séries du Flysch à Helminthoïdes se sont déposées au cours du Crétacé supérieur, celles des « Grès d'Annot » à la limite Eocène - Oligocène. On attribue actuellement une origine piémontaise et même « austroalpine » au Flysch à Helminthoïdes [48, 54]. Il faudrait donc envisager entre le domaine externe et la zone piémontaise, l'existence et la permanence d'un massif cristallin ou de séries de type permotriasique, du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur. Une telle hypothèse ne résiste pas à l'analyse :

des calcaires pélagiques se déposaient au cours du Crétacé supérieur dans le Subbriançonnais et le Briançonnais.

Il reste la seconde interprétation, qui consiste à admettre le Flysch à Helminthoïdes comme l'une des principales sources du matériel détritique des « Grès d'Annot ». En 1971 nous avions proposé une telle alimentation à partir des résultats relatifs aux « Grès d'Annot » [49]. Ces résultats supposaient en effet une vaste source d'apports homogène, s'étendant au N et au NE du domaine des « Grès d'Annot », depuis la Riviera italienne jusqu'en basse Ubave. Il convenait également d'expliquer le dessin de la zone intermédiaire aux abords du pays ligure, que l'on ne pouvait s'empêcher de paralléliser avec la limite occidentale des affleurements du Flysch à Helminthoïdes. La diminution du rapport R₁₋₃ de TLN depuis la bordure externe de l'Autochtone jusqu'à sa bordure interne pouvait être considérée comme un argument supplémentaire.

La poursuite des analyses dans le secteur d'Annot a fait ressortir la présence d'une deuxième virgation de la zone intermédiaire qui s'oriente progressivement, au sein même du synclinal, vers le NW. Un tel dessin s'accorde également avec la position des affleurements de Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais - Ubaye. L'ensemble de ces arguments constitue un faisceau de preuves indirect. La preuve directe est fournie par l'analyse des termes gréseux du Flysch à Helminthoïdes, qui révèle une analogie totale entre le matériel quartzeux des nappes et celui des « Grès d'Annot » de la zone septentrionale.

Un certain nombre de données de terrains prouvent la participation des zones alpines internes à la constitution des « Grès d'Annot ». Il en est ainsi des « schistes à blocs » interstratifiés dans la partie supérieure des grès du haut Var et de haute Tinée, considérés par C. Kerckhove [52, 54] comme des olisthostromes issus du démantèlement de la nappe d'Autapie. De même, les galets de calcaires à Helminthoïdes, radiolarites et euphotides, signalés par J.-C. Chauveau et M. Lemoine [23], dans les conglomérats de Clumanc, St-Lions et Barrême, témoignent de l'érosion des zones alpines internes à l'Oligocène inférieur.

R. CAMPREDON [20] a retrouvé en Ligurie, au sommet de la série nummulitique, un équivalent des « schistes à blocs » de l'Embrunais - Ubaye. Cet

équivalent constitue le Flysch de Baïardo. L'auteur a également observé, dans les « Grès d'Annot » et le Flysch de Baïardo, la présence de microfaunes « totalement inconnues dans l'environnement du bassin nummulitique », microfaunes qu'il attribue à des séries d'âge Yprésien « véhiculées » par la nappe du Flysch à Helminthoïdes ligure, des zones internes vers le domaine externe ⁴. A partir de ces observations, R. Campredon admet une alimentation pro parte du bassin des « Grès d'Annot » par la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Les résultats de la thermoluminescence permettent d'envisager une participation plus importante des zones alpines internes. En accord avec l'hypothèse avancée en 1971, nous admettrons que la majeure partie du matériel détritique de la zone septentrio-

nale, définie au sein des « Grès d'Annot » par un rapport R₁₋₃ inférieur à 50, tire son origine des nappes du Flysch à Helminthoïdes. Outre l'ensemble des phénomènes relatifs au dessin de la zone intermédiaire et à la variation latérale du rapport R₁₋₃ de TLN, une telle interprétation permet d'expliquer, sans difficulté, la variation verticale du paramètre R₁₋₃. Cette variation, bien que discontinue dans de nombreux synclinaux, tend vers une diminution de la valeur de R₁₋₃ lorsqu'on monte dans la série. Elle se traduit par un glissement des trois zones méridionale, intermédiaire et septentrionale,

⁴ R. Campredon suit en cela les conclusions de D. Haccard et al. [48], selon lesquel·les la nappe du Flysch à Helminthoïdes fut recouverte par des formations d'âge Yprésien postérieurement à son plissement.

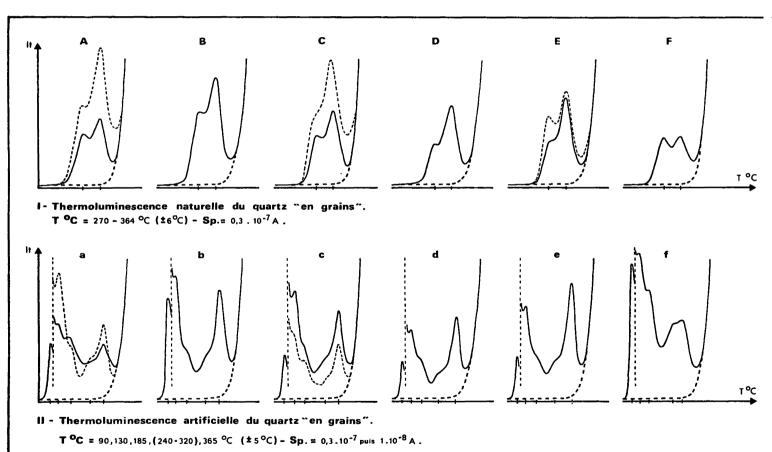


Fig. 6. — Domaine des nappes alpines. Courbes de thermoluminescence (TLN et TLA) des séries détritiques du Flysch à Helminthoïdes.

Nappe du Parpaillon : A,a, Pli de Saint Clément; B,b, Digitation du Crévoux-Pic. — Flysch à Helminthoïdes ligure (feston San Remo-Saccarel) : C,c, Mont Bertrand, Cime Missoun, haut vallon de Touane, vallon de Cravirolle; D,d, Glori; E,e, Mont Colma, San Romolo, Mont Bignone, Gordola-Passo Ghimbegna, haut vallon du Gozzo; F,f, Arziglia.

vers le S et le SW dans le temps. Si l'on admet que les nappes du Flysch à Helminthoïdes étaient déjà en proie à l'érosion au cours de leur mise en place et alimentaient le bassin dans lequel se sédimentaient les « Grès d'Annot », il est normal qu'au fur et à mesure de l'avancée des nappes vers l'W, le matériel issu de leur démantèlement prenne de plus en plus d'importance, au détriment de celui provenant du prolongement corso-sarde des Maures-Esterel.

IV. CONCLUSIONS.

ESSAI DE RECONSTITUTION ET D'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

1. Les sources du matériel détritique des « Grès d'Annot ».

L'ensemble Maures-Tanneron, l'Argentera-Mercantour, les séries triasiques des deux massifs cristallins, les nappes alpines ont successivement été considérés comme les sources présumées du matériel détritique des « Grès d'Annot ». A partir des données de la thermoluminescence et de considérations d'ordre géodynamique, il apparaît que les deux principales zones d'alimentation du bassin de sédimentation nummulitique sont :

- au S, le prolongement corso-sarde du massif des Maures-Esterel;
- au N et à l'E, les nappes du Flysch à Helminthoïdes et par extension l'ensemble des nappes alpines.

La première de ces sources est responsable de la forte intensité des pics 1 (TLN) et V (TLA), la seconde du grand développement des pics 3 (TLN) et VII (TLA). Les fluctuations du rapport R_{1 3} dans le temps sont fonction de l'érosion du massif corso-sarde et des nappes alpines. La valeur du paramètre augmente ou diminue suivant l'importance des apports à affinité méridionale ou septentrionale. Ceci permet d'expliquer la diminution globale de R_{1 3} de la base de la série détritique à son sommet, le matériel d'origine alpine devenant de plus en plus abondant au fur et à mesure de l'avancée des nappes vers le domaine externe.

Le Cristallin et le Cristallophyllien de l'actuel massif des Maures et du Tanneron, ainsi que sa couverture de terrains permo-triasiques, doivent être considérés comme des sources secondaires.

Le même rôle limité peut être attribué aux séries permo-triasiques dans la partie N du domaine des

« Grès d'Annot ». Par contre, à la marge interne de l'Autochtone et dans le bassin du futur Parautochtone, les apports issus du démantèlement de ces séries peuvent être considérés comme prépondérants. Le matériel triasique érodé constituait le tégument d'un massif cristallin situé en position plus interne que l'Argentera-Mercantour actuel : la cordillère tendasque, les cordillères de la Stura et d'Allos-Pelat. Des apports à partir du Cristallin et/ou du Cristallophyllien de ces cordillères peuvent également être envisagés (fig. 7).

Dans l'état actuel de nos connaissances, aucune preuve irréfutable ne permet de ranger le massif de l'Argentera-Mercantour au nombre des sources du matériel détritique nummulitique. Nous considérerons donc que l'émersion du massif s'est effectuée postérieurement au dépôt des « Grès d'Annot », que la dénudation du Cristallin et du Cristallophyllien n'est intervenue qu'avec le glissement de sa couverture post-triasique.

2. Les « Grès d'Annot » dans l'évolution du domaine alpin et la formation du bassin provençal.

Les résultats de notre étude joints à une importante série de travaux cités en référence [9, 20, 27, 31, 32, 40, 48, 54, 58, 60, 68] permettent de préciser l'évolution du domaine des « Grès d'Annot » et de ses bordures au cours du Paléogène.

Lutétien inférieur et moyen. — Le régime marin se réinstalle sur le domaine alpin émergé au cours de l'Eocène inférieur. La transgression s'effectue du N vers le S et affecte le Briançonnais, le Subbriançonnais, ainsi qu'une partie du domaine externe.

Dans le Briançonnais et le Subbriançonnais se développent des faciès pélagiques et des faciès à Algues.

Dans le Parautochtone et une partie du futur Autochtone, la sédimentation est détritique. Elle est alimentée par les cordillères « internes » : la cordillère d'Allos-Pelat, la cordillère de la Stura fonctionnelle depuis le Turonien-Sénonien et celle du col de Tende émergée au cours de l'Eocène inférieur.

Dans la partie méridionale du domaine externe se sédimentent des calcaires gréseux à sableux riches en quartz. C'est de la couverture permotriasique du massif « corso-sarde » s. l. que provient le matériel détritique (fig. 8, a).

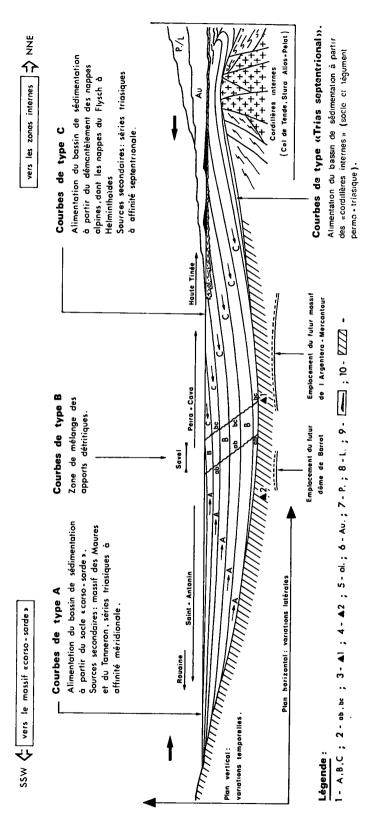


Fig. 7. — Synthèse théorique des variations spatiales du rapport R_{1—3} de TLN dans la zone de sédimentation des « Grès d'Annot ». Schéma de situation à la fin du dépôt du complexe détritique (sans échelles).

1, Types de courbes A, B, C, de la TLN définissant les zones méridionales, intermédiaire, septentrionale; 2, Zone de passage; 3, Position de la ligne iso-facteur R₁₋₃ 45 (la position de l'Argentera-Mercantour ; 4, Position actuelle de la ligne iso-facteur R₁₋₃ 45 (la position de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot a été évaluée en tenant compte du glissement de la couverture post-triasique; 5, Olisthostromes issus du démantèlement des nappes du Flysch à Helminthoïdes dans le bassin de sédimentation des « Grès d'Annot »; 6, Nappe de l'Autapie; 7, Nappe du Parpaillon; 8, Nappes du Flysch à Helminthoïdes ligure (on ne connaît pas pour l'instant d'équivalent de la nappe d'Autapie en Ligurie); 9, Ecailles de Subbriançonnais entraînées lors de l'avancée des nappes du Flysch à Helminthoïdes vers le domaine externe; 10, Substratum mésozoïque et cénozoïque des séries « Grès d'Annot ».

Lutétien moyen - Lutétien supérieur. — Le bras de mer installé au début de l'Eocène moyen s'élargit par migration des lignes de rivage vers l'W. A la bordure externe de la zone subbriançonnaise et dans le Parautochtone débute la sédimentation détritique de type « Grès d'Annot ». Le matériel provient du démantèlement des cordillères du col de Tende, de la Stura et d'Allos-Pelat. Des « mouvements de blocs » affectent le Subbriançonnais et le Briançonnais depuis l'Eocène inférieur ; ils se poursuivent au début du Lutétien. Ce phénomène, lié à un affaissement du bassin de sédimentation de la mer nummulitique, provoque un rajeunissement des reliefs de ces cordillères et une reprise de l'érosion.

Vers l'W et le SW, le faciès « flysch Grès d'Annot » passe à des faciès marneux. Dans la partie externe du bassin de sédimentation, à la bordure du continent, se déposent des faciès détritiques littoraux alimentés à partir du socle « corsosarde » et de sa couverture permo-triasique. Le massif méridional ne joue pendant cette période qu'un rôle secondaire. A la fin du Lutétien, le massif « corso-sarde » subit les contrecoups de la phase provençale majeure qui provoque la surélévation du vieux socle hercynien (fig. 8, b).

Priabonien. — Dans le domaine externe, la sédimentation de type « Grès d'Annot » se développe de plus en plus vers l'W.

Au N et au NE, le front des nappes alpines atteint le Briançonnais, puis le Subbriançonnais dans lequel la fin du régime marin est marquée par le dépôt d'un flysch sombre. La sédimentation est interrompue au Priabonien inférieur ou moyen dans le Briançonnais, au Priabonien moyen ou supérieur dans le bassin subbriançonnais. Les « schistes à blocs » font leur apparition au sommet de la série nummulitique. Les nappes alpines plissées et diverticulées au cours de l'Eocène inférieur forment des reliefs attaqués par l'érosion. Les produits de démantèlement alimentent la sédimentation détritique des « Grès d'Annot ». Les cordillères internes ne sont plus fonctionnelles.

Au S et au SW, le massif « corso-sarde » situé dans le prolongement oriental des Maures-Esterel est soumis à une érosion intense et participe à l'alimentation du bassin de sédimentation. Cette érosion succède à la phase provençale majeure. Le dessin de notre zone intermédiaire aux abords du

pays ligure implique une extension limitée de ce massif vers l'E, qui ne dépassait pas dans cette direction la région Menton - Vintimille. La quantité très importante de matériel fourni par cette province nourricière indique qu'elle devait s'étendre largement vers le S et le SW.

Les deux types d'apports alpins et corso-sardes se mélangent en proportion équivalente dans la partie centrale du bassin des « Grès d'Annot » qui se subdivise alors en trois zones méridionale, intermédiaire et septentrionale. L'actuel massif des Maures et du Tanneron participe également à la constitution des séries gréseuses, mais son rôle est secondaire.

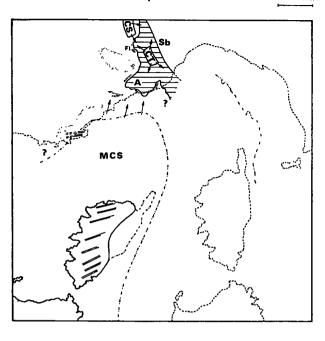
Le massif de l'Argentera-Mercantour, le dôme de Barrot ne sont pas émergés (fig. 8, c).

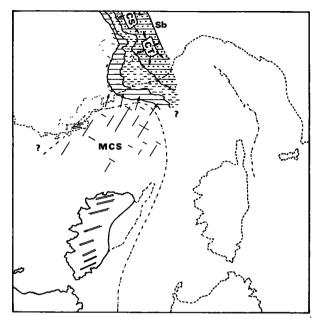
Oligocène inférieur. — Le domaine des « Grès d'Annot » émerge peu à peu. Les lignes de rivage sont repoussées vers l'W. La régression s'amorce vers le N.

A l'E et au NE, les nappes alpines poursuivent leur progression vers le domaine externe. Elles alimentent le bassin résiduel qui reçoit du matériel à affinité alpine tels des galets de gabbros à diallage, des radiolarites. La partie émergée du domaine des « Grès d'Annot » réalimente le bassin résiduel.

Au S, le réseau hydrographique draine vers le bassin de sédimentation du matériel des Maures-Esterel et de son prolongement corso-sarde. Les reliefs du massif méridional commencent à s'estomper. On peut admettre, à titre d'hypothèse, que ce dernier phénomène est en relation avec le début de la rotation anti-horaire de l'axe corso-sarde. Cette rotation s'accompagne de mouvements de distension qui effondrent une partie du socle hercynien. Elle provoque d'autre part la mise en place d'une zone à « croûte amincie » (début d'océanisation) entre l'actuel massif des Maures et l'ensemble corso-sarde (fig. 8, d).

Avec l'Oligocène s'achève l'émersion du domaine des « Grès d'Annot ». A la bordure interne de l'Autochtone, l'affaissement du dôme de Barcelonnette entraîne la mise en place, dans la dépression d'Embrun, du matériel subbriançonnais et de Ja nappe d'Autapie, ceci au cours du Stampien. La mise en place définitive de la nappe du Parpaillon n'interviendra qu'au cours du Miocène [54]. C'est également à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène que s'achève la translation de la nappe du









10

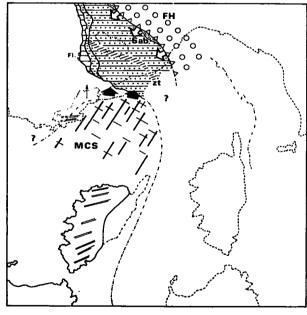
11

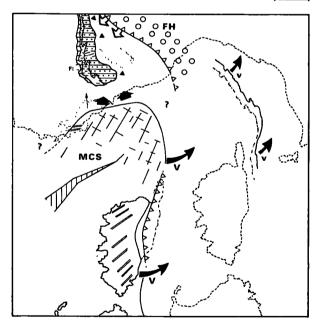
12 13

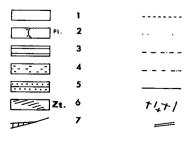
14











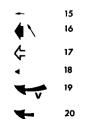


Fig. 8.

Flysch à Helminthoïdes dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes [58].

A la fin du Miocène le complexe détritique d'Annot glisse en masse vers le S avec sa semelle de terrains secondaires et tertiaires. Les trois zones définies par la TLN se placent dans leur position actuelle.

Au terme de cette étude quelques remarques s'imposent. La Thermoluminescence a permis, par l'analyse des séries « Grès d'Annot », de préciser la paléogéographie de la zone subalpine méridionale au cours du Paléogène. Mais certains de nos résultats demandent un complément d'étude. Les conclusions relatives au massif « corso-sarde » sont basées sur des faits indirects. Aucune analyse détaillée n'a pu être réalisée à partir du matériel cristallin ou cristallophyllien de cette province. Cette lacune pourrait être en partie comblée par l'étude du socle hercynien corse.

De même, le rôle des cordillères internes devra être vérifié et précisé. Ce contrôle peut être effectué à partir de l'analyse des faciès détritiques du Crétacé supérieur, situés à la bordure interne de l'Argentera et des éléments conglomératiques disséminés dans le Parautochtone des bassins de Tende et de La Brigue au cours de l'Eocène moyen.

Il serait nécessaire de poursuivre les mesures sur le quartz des éléments conglomératiques des séries « Grès d'Annot », afin d'effectuer d'autres comparaisons avec le matériel de l'Argentera-Mercantour, des Maures-Esterel, mais aussi avec les galets de roches endogènes que l'on rencontre dans les nappes du Flysch à Helminthoïdes.

Il serait également intéressant d'analyser le matériel quartzeux « en grains » des faciès détritiques d'âge crétacé, sédimentés au N des Maures-Esterel, et celui des formations gréseuses miocènes. Une telle étude nous apporterait d'utiles indications sur l'évolution géodynamique de notre région.

Enfin, dans le cadre général de l'Histoire des Alpes occidentales, il conviendrait de définir le rôle exact joué par les massifs cristallins externes (cas du Pelvoux par exemple) et les nappes alpines dans la constitution des autres formations détritiques sédimentées sur le pourtour de l'arc alpin à la limite Eocène - Oligocène. A cet égard, P. ELTER et al. [34] ont déjà proposé de rechercher l'origine des grès de Taveyannaz dans le démantèlement d'un élément supérieur de la nappe préalpine de la Simme, aujourd'hui totalement érodé.

Fig. 8. — Evolution paléogéographique du domaine des « Grès d'Annot » et de ses bordures au cours du Paléogène.

^{1,} Terres émergées; 2, Faciès laguno marins à continentaux; 3, Faciès détritiques Littoraux; 4, Faciès marneux; 5, Complexe des « Grès d'Annot »; 6, Zone de mélange des apports « alpins » et « corso-sardes »; 7, Zone à « croûte amincie » (début d'océanisation); 8, Rivages actuels; 9, Limites actuelles de l'Argentera Mercantour et de l'ensemble Maures-Tanneron-Esterel; 10, Limite actuelle de la Corse alpine; 11, Limite du socle « corso-sarde » au cours de l'Eocène (repère : position de la future côte nord-occidentale de l'Apennin); 12, Limite du socle « corso-sarde » à l'Oligocène inférieur (repère : position de la future côte nord-occidentale de l'Apennin); 13, Réseau de failles fini-lutétien affectant le socle « corso sarde »; 14, Accidents anté alpins; 15, Matériel détritique provenant de l'érosion des cordillères internes; 16, Matériel détritique provenant de l'érosion du socle « corso sarde » et de sa couverture permo-triasique; 17, Matériel détritique issu du démantèlement des nappes alpines et plus particulièrement des nappes du Flysch à Helminthoïdes; 18, Alimentation du bassin résiduel nummulitique par les « Grès d'Annot » eux-mêmes; 19, Dérive anti-horaire de l'axe corso-sarde; 20, Dérive anti-horaire du futur Apennin (on admet que l'ensemble corso-sarde se déplace plus rapidement que le futur Apennin, ce qui provoque une compression relative entre les deux blocs).

A, Autochtone; CT, Cordillère tendasque; CS, Cordillère de la Stura; MCS, Massif corso-sarde; Sab, Schistes à blocs; Sb, Zone subbriançonnaise; FH, Flysch à Helminthoïdes.

Les étapes de la transgression et de la régression de la mer paléogène sont tirées des travaux de R. CAMPREDON, 1972.

BIBLIOGRAPHIE

- BARBIER (R.) (1943). L'âge du Flysch des Aiguilles d'Arves et du Grès d'Annot (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 214-216).
- BARBIER (R.), BLOCH (J.-P.), DEBELMAS (J.), ELLENBERGER (F.), FABRE (J.), FEYS (R.), GIDON (M.), GOGUEL (J.), GUBLER (Y.), LANTEAUME (M.), LATREILLE (M.), LEMOINE (M.) (1963). Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée (Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. H. S. Soc. Géol. Fr., 1960-63, t. II, p. 331-377).
- Bertrand (L.) (1896). Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes (Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XI, n° 56).
- BERTRAND (L.) (1936). Sur l'âge des Grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 73).
- Besson (L.), Deres (F.), Pairis (J.-L.) (1972). Age des « Grès d'Annot » au Nord de la localité type (Alpes-de-Haute-Provence) (C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 275, p. 2603-2606).
- 6. Beugnies (A.), Broquet (P.), Caire (A.), Charlet (J.-M.), Chaye d'Albissin (M.), Delteil (J.), Jacob (C.), Lorenz (C.), Mascle (G.), Polvèche (J.), Remond (G.) (1972). Normalisation des courbes de thermoluminescence en vue de leur utilisation dans les études lithostratigraphiques et paléogéographiques (Colloque sur les Méthodes et les Tendances de la Stratigraphie, Orsay, France, Mém. B.R.G.M., n° 77, p. 921-932).
- 7. BIJU-DUVAL (J.) (1953). Description géologique du synclinal de Saint-Antonin et du dôme d'Amirat (Alpes-Maritimes) (D.E.S., Paris).
- BLONDEAU (A.), BORDET (P.), GINSBURG (L.) (1969).
 Observations nouvelles sur l'Eocène marin de la région de Vence (Alpes-Maritimes) (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 114).
- BOCCALETTI (M.), GUAZZONE (G.) (1970). La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Apennino Settentrionale in una « zona di torsione » per deriva continentale (Mém. Soc. Géol. Ital., IX, p. 177-195).
- BODELLE (J.), CAMPREDON (R.), LANTEAUME (M) (1968). Livret-Guide des excursions dans les Alpes-Maritimes et les Basses-Alpes du Colloque sur l'Eocène (B.R.G.M., éditeur).
- 11. BODELLE (J.) (1971). Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane (*Thèse*, 2 vol., Nice).

- BORDET (P.) (1949). Sur l'allure des plis de couverture du sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 228, p. 408).
- BORDET (P.) (1950). Le dôme permien de Barrot et son auréole de terrains secondaires (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 48, n° 228, p. 51-89).
- BORDET (P.) (1951). Etude géologique et pétrographique de l'Esterel (Mém. Carte géol. France).
- BOUCARUT (M.), BODELLLE (J.) (1969). Les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). Etude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques (Bull. B.R.G.M., [2], section n° 1, n° 3, p. 57-75).
- 16. BOUMA (A.-H.) (1958). Flysch oligocène de Peira-Cava (Alpes-Maritimes) (V° Congrès International de Sédimentologie, Suisse, 1958. Eclogae geol. Helv., vol. 51, n° 3, p. 893-900).
- Boussac (J.) (1911). Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin (Mém. Serv. Carte géol. Fr., Paris).
- Boussac (J.) (1912). Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (Mém. Serv. Carte géol. Fr., Paris).
- CAMPREDON (R.), BLONDEAU (A.), LE CALVEZ (Y.) (1966). Précisions sur l'âge de la série tertiaire du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes) (C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 263, p. 1040-1043).
- CAMPREDON (R.) (1972). Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes (*Thèse*, 2 vol., Nice).
- 21. CHARLET (J.-M.) (1966). La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites (*Thèse*, Mons, Belgique. Bull. B.R.G.M. [2], 1969, section n° 2, n° 2, p. 51-97, et n° 3, p. 11-60).
- CHARLET (J.-M.) (1969). Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques (*Bull. Soc. Géol. Fr.* [7], XI, p. 287-297).
- CHAUVEAU (J.-C.), LEMOINE (M.) (1961). Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord) (feuille Digne au 1/50 000) (Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 58 [1960], n° 264, p. 147-178).

- COGNE (J.), GÈZE (B.), GOGUEL (J.), GROLIER (J.), LETOURNEUR (J.), PELLET (J.), ROTHE (J.), SITTLER (C.) (1966). Les « Rifts » et les failles de décrochement en France (Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam. [2], vol. VIII, fasc. 2, p. 123-131).
- Deb (S.) (1936). Etudes sur les conditions de dépôt de la série des Grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 28-30).
- 26. Deb (S.) (1938). Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes (Mém. Soc. Géol. Fr., Nouvelle série, t. XVI, n° 36, p. 1-114).
- Debelmas (J.) (1963). Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*Trav. Lab. Géol Grenoble*, t. 39, p. 125-171).
- 28. Debelmas (J.), Lemoine (M.) (1964). La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents (*L'Information Scientifique*, n° 1, p. 1-33).
- Debelmas (J.) (1970). Alpes (Savoie et Dauphiné) (Guides Géologiques Régionaux, Masson Ed., Paris).
- Debelmas (J.) (1970). La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes (Bull. Soc. Géol. Fr. [7], XII, n° 4, p. 595-598).
- 31. Debelmas (J.) (1972). A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpinoapenninique (*Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* [2], vol. XIV, fasc. 3, p. 229-244).
- Dercourt (J.) (1970). L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques (Bull. Soc. Géol. Fr. [7], XII, n° 2, p. 261 317).
- 33. ELTER (G.), ELTER (P.), STURANI (C.), WEIDMANN (M.) (1966). Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. 1. des Préalpes romandes et chablaisiennes (Arch. Sc. Genève, vol. 19, fasc. 3, p. 279-374).
- 34. ELTER (P.), GRATZIU (C.), MARTINI (J.), MICHELUCCINI (M.), VUAGNAT (M.) (1969). Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petrignacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suisses (C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, Nouvelle série, vol. 4, fasc. 2, p. 150-156).
- FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.) (1949). Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 228, p. 616 619).
- FAURE-MURET (A.) (1955). Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires (Mém. Serv. Carte géol. Fr.).

- FAURE-MURET (A.), FALLOT (P.), BOLELLI (E.) (1956).
 Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 243, p. 1813-1817).
- 38. Gèze (B.) (1960). Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 250, p. 1875-1877).
- Gèze (B.) (1963). Caractères structuraux de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes) (Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. H. S. Soc. Géol. Fr., 1960-63, t. II, p. 289-300).
- GLANGEAUD (L.) (1951). Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale (Bull. Soc. Géol. Fr. [6], I, p. 735-762).
- 41. GLANGEAUD (L.), AGARATE (C.), BELLAICHE (G.), PAUTOT (G.) (1965). Morphotectonique de la terminaison sous-marine orientale des Maures et de l'Esterel (C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 261, p. 4795-4798).
- 42. GLANGEAUD (L.), ALINAT (J.), POLVÈCHE (J.), GUILLAUME (A.), LEENHARDT (O.) (1966). Grandes structures de la mer ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales (Bull. Soc. Géol. Fr. [7], VIII, p. 931 937).
- GOGUEL (J.) (1949). A propos du glissement de la couverture au sud-ouest du massif de l'Argentera (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 228, p. 698).
- 44. GRACIANSKI (P.Ch.), LEMOINE (M.), SALIOT (P.) (1971).

 Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence) (C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, t. 272, p. 3243-3245).
- GRANDJACQUET (Cl.), HACCARD (D.), LORENZ (C.) (1972). Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 158-163).
- GRAS (S.) (1840). Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes (Grenoble).
- 47. Gubler (Y.) (1958). Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, Flysch « Grès d'Annot » (Ve Congrès de Sédimentologie, Suisse, 1958. Eclogae geol. Helv., vol. 51, n° 3, p. 942-976).
- HACCARD (D.), LORENZ (C.), GRANDJACQUET (C.) (1972).
 Essai sur l'évolution tectonogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre) (Mém. Soc. Géol. It., vol. XI, p. 302-341).

- IVALDI (J.-P.) (1971). Le phénomène de thermoluminescence appliqué à l'étude du flysch « Grès d'Annot » (France). Conséquences paléogéographiques (Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. [2], vol. XIII, fasc. 5, p. 521 526).
- 50. IVALDI (J. P.) (1973). Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries « Grès d'Annot ». Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques (Thèse 3° cycle, 1 vol., Nice).
- 51. Keller (P.), Lapraz (D.), Iacconi (P.) (1971). Description d'un appareillage destiné à l'étude de la thermoluminescence cristalline entre 20° C et 500° C (Modern Geology, vol. 2, p. 71-74).
- 52. KERCKHOVE (C.) (1964). Mise en évidence d'une série à caractère d'olisthostrome au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco italiennes: Basses Alpes, Alpes-Maritimes, province de Cuneo) (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 259, p. 4742-4745).
- 53. KERCKHOVE (C.) (1965). Structure du massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléo géographie subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye (Nappes de l'Ubaye, Basses-Alpes) (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 33-56).
- 54. Kerkhove (C.) (1969). La « zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales) (*Géol. Alpine*, t. 45, p. 5-204).
- KUENEN (Ph.H.), FAURE-MURET (A.), LANTEAUME (M.), FALLOT (P.) (1957). — Observations sur les flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes (Bull. Soc. Géol. Fr. [6], VII, p. 11-26).
- 56. LANTEAUME (M.), HACCARD (D.) (1960). Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 251, p. 2733 2735).
- 57. LANTEAUME (M.), HACCARD (D.), LABESSE (B.), LORENZ (C.) (1963). L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins (Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. H. S. Soc. Géol. Fr., 1960 63, t. II, p. 257-272).
- LANTEAUME (M.) (1962). Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes (Thèse, 2 vol., Paris).

- LANTEAUME (M.), BEAUDOIN (B.), CAMPREDON (R.) (1967). — Figures sédimentaires du flysch « Grès d'Annot » du synclinal de Peira-Cava (Ed. C.N.R.S., Paris).
- LAUBSCHER (H.P.) (1971). The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications (Am. Journ. of Sc., vol. 271, p. 193-226).
- 61. Le Pichon (X.), Pautot (G.), Auzende (J.-M.), Olivet (J.-L.). La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution (*Earth and plan. Sc. lett.*, 13, p. 145-152).
- MALARODA (R.), CARRARO (F.), DAL PIAZ (G.V.), FRANCESCHETTI (B.), STURANI (C.), ZANELLA (E.) (1967-70). — Carta geologica del massicio dell'Argentera alla scala 1.50 000e. Note illustrative (Mém. Soc. Geol. It. [9], p. 557-563).
- 63. MAZERAN (R.) (1970). Un exemple de variation de la thermoluminescence naturelle des quartz grani tiques dans un massif circonscrit : le Sidobre; ses conséquences (Colloque sur les Méthodes et les Tendances de la Stratigraphie, Orsay, France).
- 64. MAZERAN (R.) (1971). Sur la thermoluminescence des quartz granitiques (Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam. [2], vol. XIII, fasc. 1, p. 87 95).
- MORET (L.) (1936). L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure des Alpes (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 37-39).
- STANLEY (D.J.) (1961). Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux (Thèse, Grenoble).
- 67. STANLEY (D.), MUTTI (E.) (1968). Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian sea during the Paleogène (*Nature*, 218, p. 3236).
- 68. STURANI (C.) (1965). Présence de Paleotherium et de Pulmonés dans l'Eocène continental du Lauzanier (couverture sédimentaire de l'Argentera, Basses-Alpes) (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 229-246).
- Vernet (J.) (1964). Sur les poudingues tertiaires à très gros galets de granite du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes) et les problèmes qu'ils posent (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 258, p. 6189-6190).

Manuscrit déposé le 28 février 1974.