Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 52 (1959)
Heft: 1

Artikel: La géologie de la haute vallée d'Abondance Haute-Savoie (France)
Autor: Chessex, Ronald
Kapitel: C: Paléogeographie et mode de formation des brèches
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162570

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

C. – PALÉOGÉOGRAPHIE ET MODE DE FORMATION DES BRÈCHES

1° *Généralités*

Nous allons essayer d'éclairer, dans la modeste mesure de nos moyens, le problème du mode de formation des brèches, et de nous faire une idée de ce que furent les conditions de sédimentation dans le bassin de la future nappe de la Brèche.

Nous allons recueillir une somme de renseignements souvent contradictoires, ce dont le lecteur s'apercevra sitôt après la lecture de l'historique. Il va donc falloir opérer un tri, faire preuve d'esprit critique et se libérer de toute idée préconçue. Ce n'est cependant pas facile car nous sommes devant des phénomènes qui, pour la plupart, n'ont jamais été observés dans les mers actuelles. Et dans quelle mesure, par exemple, les observations faites au laboratoire sont-elles le reflet de ce qui s'est passé pendant les périodes géologiques?

On pourrait penser, a priori, que la présence de brèches, de radiolarites vont nous donner des indications sûres quant à la bathymétrie de ces dépôts. Pourtant, si l'on creuse, ne fût-ce que superficiellement, ces questions, on s'aperçoit tout de suite que tel n'est pas le cas.

Il s'agira donc, plutôt que de formuler de nouvelle hypothèses, de faire une mise au point de la question, et d'ajouter la petite somme de nos observations. Nous allons donc rester prudents et j'espère que l'on ne nous en voudra pas si, parfois, nous avouons nos hésitations, et même, notre ignorance.

2° *Historique*

M. Lugeon (1896) est le premier qui nous donne une explication très détaillée et ingénieuse de la formation de la Brèche. Les éléments, essentiellement liasiques et triasiques, proviendraient de la destruction de falaises situées au NW du bassin de sédimentation. L'alimentation serait entretenue par des mouvements orogéniques précurseurs qui auraient déterminé un pli couché poussé sans cesse à la mer. Des courants marins auraient favorisé la répartition des matériaux. Sur la bathymétrie, l'auteur ne se prononce pas nettement. Il opine plutôt en faveur d'une profondeur faible, tout en admettant que l'épaisseur de la nappe d'eau n'ait pas toujours été la même. Plus loin (p. 90), il dit: «Une mer relativement profonde pour que les matériaux enfouis dans ses eaux ne soient plus atteints par les vagues et les vibrations; au voisinage de la côte, le fond se relève brusquement et détermine des falaises».

J. W. Schroeder (1939) suppose que l'origine des brèches est due à des tremblements de terre provoquant le déséquilibre de débris côtiers ou d'un relief sous-marin. Le graded-bedding serait dû à une décantation, les éléments les plus lourds se déposant les premiers.

K. Arbenz (1947) reprend le même problème et propose une explication tenant compte d'une observation rigoureuse des dépôts bréchiques. L'histoire de ces dépôts ne serait pas aussi simple qu'on a bien voulu le croire et l'auteur pense que cette brèche a une origine mixte. Ses caractères l'apparentent en effet aux brèches

de talus et de torrent de REYNOLDS (1928) et aux brèches intrasédimentaires de LEUCHS (1933) appelées aussi souvent intraformationnelles ou de remaniement sous-marin.

J. TERCIER (1947) dans sa remarquable publication sur le Flysch dans la sédimentation alpine, oppose nettement les dépôts du Flysch à ceux de la Brèche. Il envisage pour ces derniers de larges hauts-fonds accidentés, sous une couverture d'eau faible, le tout soumis à un remaniement par l'action des courants marins ou des vagues. Cette hypothèse rejoint donc en partie celle d'ARBENZ quant à la présence de brèches intraformationnelles. TERCIER remarque aussi l'absence de l'allure souvent chaotique qui résulte du sapement de falaises le long de côtes abruptes. Ses idées sont donc assez nettement opposées à celles de LUGEON et de SCHROEDER.

P. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953) se font les avocats résolus de dépôts en mer profonde de type géosynclinal. Les éléments des brèches auraient été apportés par des courants de turbidité.

R. TRÜMPY (1955 à 1957) publie deux articles très intéressants sur des problèmes de paléogéographie alpine. Le cas de la nappe de la Brèche retient son attention. Les brèches jurassiques, nées sous l'influence de véritables éboulements sous-marins, se seraient déposées dans une mer souvent profonde. La sédimentation de chaque lit a dû se faire rapidement mais les courants de turbidité ne semblent avoir joué qu'un rôle subordonné.

Enfin, AUG. LOMBARD (1957), dans son grand ouvrage de Géologie sédimentaire fait le point des connaissances actuelles concernant la sédimentation des dépôts de la Brèche.

3° *Mode de formation des brèches*

La première question que l'on peut se poser est de savoir s'il est possible de faire entrer la Brèche du Chablais dans la classification habituelle des conglomérats. La description de ces brèches nous indique qu'elles ont une origine mixte, ce que K. ARBENZ (1947) avait déjà remarqué avec pertinence.

Il ne s'agit en tout cas pas d'une brèche intraformationnelle typique comme celles que l'on trouve si souvent dans le Trias alpin. Elle est en effet loin d'être monogénique et il n'y a pas similitude de composition entre ciment et éléments. D'autre part, on remarque que plus on monte dans la série, plus les éléments sont anciens, la proportion des fragments liasiques étant beaucoup plus faible dans la Brèche supérieure que dans la Brèche inférieure, ce qui témoigne de l'usure progressive de la région productrice. Signalons toutefois que l'on ne trouve pas de galet cristallin indubitable.

Cependant, les traces de remaniement sont nettes dans ces dépôts. Les calcaires oolithiques et graveleux fréquents en font foi. K. ARBENZ (op. cit.) a parfaitement observé le passage graduel, mais sur une courte distance, d'un banc calcaire à une brèche, phénomène fréquent dans les brèches intrasédimentaires. De même, les éléments de la série immédiatement sous-jacente sont souvent repris dans les niveaux bréchiques postérieurs. Leur forme est parfois arrondie.

Cependant, les caractères prédominants de notre brèche l'apparentent aux brèches de talus et de torrents de S. H. REYNOLDS (1928). Il devait donc exister

en bordure du bassin de sédimentation un relief, probablement émergé, qui fournissait les éléments de la brèche.

Tous les géologues alpins admettent en effet que, dès le début du Mésozoïque, des mouvements précurseurs, annonçant l'orogenèse alpine se sont fait sentir dans les domaines où se sédimentaient les dépôts des futures nappes. On remarque que ces brèches marines sont généralement caractéristiques de formations géosynclinales et manquent dans les mers épicontinentales. Mais, comme les formations géosynclinales peuvent se déposer à des profondeurs diverses, les brèches n'ont aucune valeur bathymétrique. On peut les trouver aussi bien dans des dépôts néritiques qu'abyssaux (R. Trümpy, 1955a).

On admet donc généralement que ces brèches sont dues à des causes tectoniques, aussi la controverse porte-t-elle essentiellement sur l'ampleur et le type de ces mouvements.

M. Lugeon (1896), pour expliquer le tonnage énorme de matériel fournissant les éléments, imagine des couches verticales ou inclinées vers la mer, formant une falaise limitant le bassin de sédimentation. Cette disposition serait la conséquence d'un pli couché provoqué par un mouvement horizontal. Il y aura empiètement sur les eaux de la mer de falaises toujours fraîches formées de couches émergées amenées à l'air par la surélévation continuelle du pli. Nous aurions donc une préfiguration embryonnaire de nappe. Cette hypothèse, développée également par E. Argand (1920) dans d'autres régions, aussi séduisante soit-elle, ne semble toutefois pas être en accord avec les idées actuelles sur la nature des mouvements antéalpins. Nous serions devant des espèces de horst, le plus souvent sous-marins, bordés par des failles et des flexures mésozoïques, plutôt que devant des plis anticlinaux précurseurs (R. Trümpy, 1957).

Pour le même auteur (1955 et 1957), la présence de ces niveaux bréchiques traduit vraisemblablement un talus de faille ou de flexure ayant joué par saccades répétées. Des séismes et tsunamis, provoquant de véritables éboulements sous-marins, auraient joué un rôle prépondérant dans l'élaboration des brèches qui se serait faite le plus souvent dans une mer profonde.

J. W. Schroeder (1939) suppose également que l'origine des brèches est due à des tremblements de terre créant des falaises et en démolissant d'autres. Les raz de marée dus aux séismes emportent les débris au large où ils se déposent par un processus de décantation. La sédimentation se serait donc faite très rapidement et en une seule fois. L'auteur mentionne (p. 22) un épisode bréchique ayant l'aspect d'un véritable écroulement. Les éléments, non triés et entassés pêle-mêle ont jusqu'à 1 m de diamètre. D'autre part, dans la même région, la Brèche inférieure passe sur 3,5 km de 0 m à plus de 1300 m de puissance.

J. Tercier (1947) lui, remarque l'absence de l'allure souvent chaotique qui résulte du sapement de falaises le long de côtes abruptes. Nous ne trouvons pas dans la brèche d'énormes blocs exotiques glissés sur le fond de la mer, comme on l'observe dans le Flysch. De plus les grès sont pour ainsi dire absents. Ceci nous fait admettre que la pente était moins forte dans le bassin de la Brèche que dans certaines mers du Flysch qui témoigne d'une érosion de reliefs marqués.

K. Arbenz (1947) ne croit pas à l'action prépondérante des séismes et des raz de marées. Il invoque la régularité des bancs et leur extension horizontale. Cela se

vérifie dans certains cas, le plus souvent dans la Brèche supérieure, d'autres fois pas du tout. Nous avons observé de nombreux exemples de réduction très rapide de bancs bréchiques qui ont souvent une forme lenticulaire. L'augmentation d'épaisseur très rapide de la Brèche inférieure dans la partie frontale de la nappe est suffisamment parlante. Nous avons aussi observé sur le versant N de la Pointe de Grange et dans la Pointe du Mouet des blocs ayant plus d'un mètre de diamètre. J. W. Schroeder (1939) en signale de 8×2 m. Ils sont généralement entassés sans ordre et le ciment est peu abondant. Dans ce cas, il paraît logique d'invoquer des écroulements et des coulées sous-marines dues fort probablement à des séismes. L'accumulation a évidemment dû se faire rapidement. Le matériel, mélangé à la vase fluide du fond, a fort bien pu ensuite se répandre à une certaine distance, il n'y a pas besoin pour cela d'invoquer des pentes fortes. D'ailleurs plus la masse déplacée est importante, plus la pente nécessaire à son mouvement peut être faible (H. & G. Termier, 1956).

La littérature donne de nombreux exemples de glissements effectués sur des pentes faibles et à des profondeurs souvent réduites. Signalons les travaux de L. Dangeard (1955) dans le Cambrien de Normandie, de M. Gulinck (1948) au Congo où les pentes seraient inférieures à 2%, de J. Goguel (1938) dans le Crétacé inférieur du SE de la France, de J. Debelmas (1952) qui signale des glissements dans le Dogger et le Malm briançonnais à partir d'inclinaisons très faibles et de P. E. Potter (1957) qui observe des brèches et des glissements dans le bassin intracratonique charbonneux de l'Illinois.

Nous nous apercevons donc déjà de l'obligation d'avoir une opinion nuancée et il est évident que plusieurs phénomènes essentiels ont dû intervenir dans la genèse de la Brèche.

Si les séismes favorisent certainement le déclenchement d'écroulements et de glissements sous-aquatiques, ils ne doivent pas être seuls mis en cause. Comme le remarque justement K. Arbenz (1947), les mouvements tectoniques pouvaient se traduire par des soulèvements, des avancées de la côte et lorsqu'une certaine pente limite était dépassée, des glissements, des dislocations affectaient les couches déjà consolidées. Ces mouvements devaient troubler l'équilibre des composants répandus près de la côte si bien qu'une mise en mouvement s'ensuivait.

Par l'action combinée de ces mouvements et par celle de tremblements de terre, on s'explique d'une façon satisfaisante la formation des brèches, la présence d'éléments anciens (quartzites triasiques) et plus récents (Jurassique de la série même) ainsi que le fait que ces éléments ne soient pas tous anguleux mais aussi émoussés parfois.

Cette hypothèse rejoint en partie celle avancée par R. B. Mac Connell (1951) pour expliquer la formation des brèches du Flysch du Niesen. Cet auteur suppose une accumulation temporaire, dans la zone littorale, de matériaux grossièrement détritiques, soit apportés par des cours d'eau, soit entassés par désagrégation de falaises, puis un mouvement de géanticlinal qui accuserait la pente du fond marin et déverserait les amas vers le large. Observant de très gros blocs glissés à plus de 20 km du rivage, il pense, certainement avec raison, que la pente du fond devait être assez forte.

Pour AUG. LOMBARD (1956), qui développe des idées sensiblement analogues, suivant ce processus, l'écoulement est lent et affecte de vastes surfaces. Au cours du trajet, le parcours des éléments plus grossiers est plus rapide que celui des éléments plus fins. Cette dernière observation ne concorde pas avec ce que l'on voit dans la nappe de la Brèche. Cette hypothèse ne peut donc être seule mise en cause pour expliquer la genèse de la Brèche.

Un fait bien établi est que, plus on s'éloigne de la source d'alimentation, plus les éléments sont petits et plus la proportion de ciment augmente. Les éléments les plus fins se sont déposés dans les zones situées le plus au large tandis que les gros éléments sont localisés au front de la nappe, c'est-à-dire à l'W et au NW approximativement. Cette zone était relativement proche de la limite du bassin de sédimentation pendant le dépôt des Brèches inférieures et supérieures.

M. LUGEON (1896) avait déjà remarqué avec pertinence que si la pente est forte, les matériaux les plus lourds tendent à s'éloigner davantage que les plus légers et cela malgré la résistance du liquide. Il en concluait donc que les dépôts s'étaient effectués dans un milieu dont la pente était faible, ce que nous inclinons à croire également.

De plus, un argument qui nous paraît assez difficilement conciliable avec une inclinaison du fond raide menant aux grandes profondeurs est le fait que les brèches passent latéralement et sont surmontées de calcaires échinodermiques ou graveleux et même oolithique. Si l'on trouve maintenant des crinoïdes dans des eaux profondes, il n'en allait pas de même, semble-t-il, au Paléozoïque et au Mésozoïque, où ces animaux prospéraient essentiellement dans le domaine néritique (L. CAYEUX, 1935).

Il reste encore à examiner la part éventuellement prise dans le transport des éléments par les courants de turbidité. Cette manière de voir est défendue par PH. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953). J. W. SCHROEDER (1939), lorsqu'il dit que le dépôt d'un banc bréchique provient d'une décantation se rallie en fait à cette façon d'envisager le phénomène. Nous ne nous étendrons pas sur ce sujet car cela nous entraînerait trop loin.

Rappelons brièvement que les courants de turbidité sont des courants à forte charge de particules en suspension qui, du fait de leur densité élevée, s'écoulent sur le fond sous l'eau claire non troublée. Leur pouvoir de transport serait très élevé. Ils se développent à partir des zones littorales sous l'effet de causes diverses: séismes, glissements, crues, marées, turbulence des vagues et dévalent la pente de la plateforme et le talus continental. Les gros éléments n'ont pas été roulés sur le fond mais transportés en suspension (P. H. KUENEN & C. I. MIGLIORNI, 1950). Le transport aurait pu s'effectuer sur plusieurs centaines de kilomètres.

Il y a donc réalisation en milieu profond de caractères sédimentaires considérés jusqu'ici comme spécifiquement littoraux (A. CAROZZI, 1952; P. H. KUENEN & H. W. MENARD, 1952; P. H. KUENEN & A. CAROZZI, 1953; F. P. H. KOPSTEIN, 1954; ZB. L. SUJKOWSKY, 1957). Certains auteurs admettent que ces courants peuvent s'étaler et déposer leur charge dans des eaux peu profondes (L. DANGEARD, 1955; R. PASSEGA, 1954). Il faut cependant remarquer, avec AUG. LOMBARD (1956) que leur existence actuelle est rarement démontrée, tout au moins dans le domaine océanique.

C'est P. H. KUENEN (1948) qui a montré que ces courants pouvaient être reproduits expérimentalement et atteindre des vitesses de l'ordre de 100 km/h. Dans les meilleures conditions, ils pourraient transporter des blocs de dimension bien plus grande (plus de 1000 ×) qu'une eau claire se mouvant à une égale vitesse.

L'existence de couches sableuses intercalées dans des dépôts pélagiques ne suffit cependant pas à démontrer que ces courants sont capables de transporter en suspension et sur de longues distances des éléments aussi volumineux que ceux des brèches qui nous occupent.

Nous reconnaissons que ces brèches ne présentent pas les caractères de dépôts dus à l'action de courants normaux de la zone littorale transportant les éléments par traction sur le fond. En effet, nous n'observons pas de stratification entrecroisée, de couches continentales ou saumâtres et le classement (sorting) est peu poussé.

Par contre, certains traits qui seraient caractéristiques d'un dépôt dû aux courants de turbidité s'observent dans la nappe de la Brèche. Nous pouvons toutefois objecter que le granoclassement (graded bedding), la présence occasionnelle de fragments argileux tendres enlevés au substratum, l'absence de stratification entrecroisée, la rareté des traces d'érosion n'indiquent pas obligatoirement l'action de courants de turbidité et une sédimentation en milieu très profond. Certaines structures, déjà décrites, sont incompatibles avec la notion d'un dépôt effectué très rapidement sous l'action d'un courant de turbidité.

Sans vouloir nier que ces courants aient pu prendre naissance parfois, à partir de séismes par exemple, nous pensons que leur rôle est accessoire et que la preuve irréfutable de leur existence, dans la nappe de la Brèche, n'est pas faite.

Nous reconnaissons par contre l'importance des glissements et des écoulements boueux et denses dans lesquels a pu s'opérer un granoclassement.

Si nous admettons l'hypothèse de P. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953), les calcaires à entroques, les calcaires graveleux riches en algues et foraminifères benthiques, faciès latéraux des brèches ou intercalés entre elles seraient des dépôts des grands fonds océaniques. Or, ce que nous savons de ces calcaires, qui indiquent des conditions de profondeur modérée, nous empêche d'entrer dans ces vues. Même les schistes (du type schistes inférieurs), qui trahissent de nettes influences terrigènes et ne sont jamais très fins, ne sont pas des dépôts typiquement pélagiques. D'après D. B. ERICSON, M. EWING et autres (1955), les niveaux intercalés sont des lutites, des grès fins toujours pauvres en calcaire. Pour J. TERCIER (1939), les boues terrigènes, les sédiments vaseux, roches caractéristiques du faciès bathyal pour HAUG peuvent se déposer en grande quantité sur la plate-forme comme près des côtes.

Il apparaît donc, fait déjà souligné par plusieurs auteurs, que les niveaux détritiques seuls, considérés indépendamment des niveaux qui les accompagnent, ne peuvent guère donner d'indications d'ordre bathymétrique.

Pour terminer, nous soulignerons qu'il existe une certaine ressemblance entre la Brèche du Chablais et la Grande brèche de Belgique remarquablement étudiée par L. CAYEUX (1935) et P. BOURGUIGNON (1950). Cette dernière est formée également en grande partie d'éléments empruntés en dehors de la zone qu'elle occupe. Il peut exister un écart considérable entre les couches les plus anciennes et les plus récentes dont la fragmentation a fourni les éléments. On note toutefois l'absence de

roches cristallines. L'origine complexe est attestée par le fait que certains éléments sont anguleux, d'autres arrondis (les plus petits), phénomène que l'on retrouve dans la nappe de la Brèche où les petits éléments dolomitiques des brèches des Schistes inférieurs ont souvent les angles émoussés. L'absence de quartz clastique fait supposer que la sédimentation a été soustraite aux influences de la terre ferme. Certaines brèches contiennent des éléments culbutés et orientés en tous sens, des galets d'argile, mais il n'y a pas de ravinements, de lacunes et de discordances. Plus on s'éloigne de la source d'alimentation de la brèche, plus les éléments deviennent fins. Ils se sont déposés dans une zone située plus au large, où s'édifiait l'oolithe supérieure, dépôt typique de mer peu profonde.

La conclusion qui se dégage de ces observations (P. Bourguignon, 1950), et qui s'applique également à la Brèche du Chablais, est que les mouvements tectoniques se traduisant par des bombements, des séismes ont provoqué une fragmentation des calcaires déjà consolidés. Le transport n'a pas nécessairement été très long. La forme anguleuse des cailloux est conciliable avec la notion de transport en masse, par glissement en coulées d'un certain volume sur de faibles pentes au sein desquelles les débris fins, formant ciment, ont joué le rôle de lubrifiant. Ainsi les éléments ont été protégés de l'action d'abrasion. Dans le détail, l'action de courants ou de hauts-fonds a dérangé localement l'ordonnance évoquée par la répartition des faciès.

Telle est donc, succintement, la manière dont ont pu s'élaborer la Grande brèche viséenne belge et la Brèche du Chablais.

4° *Paléogéographie*

L'étude des conglomérats nous ayant donné quelques indications sur l'histoire du bassin de la Brèche, essayons de reconstituer, avec l'aide des autres sédiments également, la paléogéographie de ce bassin.

Les premiers dépôts trouvés sur notre terrain sont datés du Rhétien. Leur ressemblance avec ceux des Médianes, qui existait déjà au Trias, nous indique que le bassin de la Brèche n'était pas encore nettement individualisé. Les Calcaires oolithiques, surmontant le Rhétien, et qui appartiennent peut-être à l'Hettangien, se sont déposés dans une mer toujours peu profonde. Les Calcaires inférieurs, massifs, siliceux et spathiques, ont également été déposés sous une faible couverture d'eau. L'analogie de ces niveaux liasiques avec ceux des Médianes est toujours évidente.

La mobilité du fond plus élevée et la subsidence plus forte caractérisant les dépôts de type géosynclinal commence ensuite, probablement au Lias moyen, par la sédimentation des Schistes inférieurs. Associés à ces schistes, nous avons des calcaires à entroques, des calcaires siliceux souvent riches en spicules d'éponges et des brèches, généralement fines, à éléments dolomitiques. Cette série, qui peut atteindre 1250 m aux Hautforts est beaucoup plus réduite au front de la nappe, c'est-à-dire au NW. La subsidence très forte a pour conséquence de mettre en évidence, du SW au NW, les reliefs qui fourniront le matériel de la Brèche inférieure. Pendant que, dans la partie frontale, commence à s'édifier cette brèche, au SE les schistes et les calcaires continuent à se déposer. Donc, la partie sommitale des Schistes inférieurs passe latéralement au NW à la Brèche inférieure.

Nous avons déjà examiné les renseignements fournis par les calcaires spathiques et les schistes terreux. Ils nous indiquent que la sédimentation n'a pas le caractère de celle des grandes profondeurs. D'ailleurs les intercalations fines de colloïdes ne correspondent pas nécessairement à des grands fonds, mais à des zones abritées, soit des courants, soit des apports de pentes (Aug. Lombard, 1957). La pauvreté de la faune ne signifie pas non plus que la profondeur était forte, mais peut relever d'autres causes, particulièrement de la sédimentation troublée à de fréquents intervalles. C'est le cas, par exemple, de certaines formations paraliques, toujours typiques de profondeur faible. De même l'épaisseur des dépôts ne nous donne pas d'indications très sûres. Signalons qu'en règle générale, d'après J. Tercier (1939), les faciès néritiques offrent des épaisseurs beaucoup plus grandes que les faciès bathyaux. Dans le centre du bassin de Paris par exemple (P. Pruvost, 1930), malgré l'épaississement des assises dû à la subsidence, les conditions bathymétriques n'ont jamais été sensiblement différentes de celles qui régnaient sur les bords.

Il est possible toutefois que les Schistes inférieurs, déposés probablement à une profondeur un peu plus grande que la Brèche inférieure, entrent en partie dans le domaine bathyal.

Il nous faut ajouter à ce propos que la profondeur exacte n'a pas une importance primordiale. Le caractère bathymétrique est en effet un des plus difficiles à reconstituer et la distinction des faciès néritiques, bathyaux et abyssaux est souvent arbitraire et si l'on veut faire une reconstitution paléogéographique complète, il faut arriver à situer les faciès dans un cadre géographique et ni les facteurs bathymétriques et lithologiques ni ceux de nature biologique ou paléontologique ne peuvent suffire à eux seuls ou même combinés (J. Tercier, 1939).

Au front de la nappe, la Brèche inférieure est répartie assez irrégulièrement. Elle peut atteindre une épaisseur formidable, 1300 m au Pic de Marcelly. Elle transgresse alors directement sur le Trias. Si, en direction du SE, elle passe latéralement et progressivement aux Schistes inférieurs, la diminution est beaucoup plus rapide au NW et coïncide avec une augmentation d'épaisseur du substratum triasique. Ceci n'est pas visible sur notre terrain où il est impossible de saisir les relations entre Trias et Brèche inférieure mais se vérifie dans la région du col de la Ramaz (M. Lugeon, 1896, p. 87). Toutefois, dans la partie NE de la nappe, que nous avons levée, les Schistes inférieurs ont été déposés sous la Brèche inférieure. Leur épaisseur atteint en tout cas 200 m. La direction de la côte devait donc plutôt être S–N ou SSE–NNW que SE–NW. On peut donc dire, d'une façon approximative, que le front de la nappe correspond à une zone qui était relativement proche de la côte. Ceci paraît confirmé par les caractères lithologiques de la Brèche inférieure dans cette région. La brèche est très grossière, le ciment souvent peu abondant et le granoclassement peu poussé. Il y a des traces de ravinement et les bancs changent très rapidement d'épaisseur. Ces observations se vérifient également, bien que dans une mesure moindre, à la base de la Brèche supérieure.

La base de la Brèche inférieure est particulièrement riche en calcaires échinodermiques, graveleux et même oolithiques. On observe ces niveaux au-dessus des chalets de Pertuis, de Très les Pierres et de Luessert sur la rive droite de la Dranse.

Ces calcaires se trouvent généralement associés dans les eaux peu profondes de la zone néritique.

La dolomitisation de certains niveaux bréchiques de la Brèche inf. et de la Brèche sup. est un phénomène intéressant et qui milite plutôt en faveur d'une profondeur faible de la mer. Elle ne présente pas les caractères d'une dolomitisation d'épigénie tardive (B. Gèze, 1949). Le fait qu'elle n'affecte que des niveaux bien déterminés nous fait penser que l'épigenèse s'est effectuée peu après le dépôt du sédiment, pendant sa diagenèse.

Les principaux cas invoqués (A. Carozzi, 1955; Aug. Lombard, 1956) sont: la présence de récifs coralliens, les fins de série annonçant une émersion, l'action des vagues et des marées sur les sédiments calcaires proches de la surface, des eaux aérées et peu profondes et les ruptures d'équilibre du fond de la mer après des gauchissements tectoniques. Ces deux dernières causes ont pu avoir une influence certaine.

Quant à la source du Mg, il faut sûrement la chercher dans les calcaires dolomitiques qui sont de loin les éléments les plus fréquents dans les brèches.

Un changement important du climat marin annonce le dépôt des Schistes ardoisiers dont les sédiments les plus significatifs sont les radiolarites. Il y a toujours des brèches intercalées, surtout dans les niveaux inférieurs et supérieurs. La proportion de calcaire diminue fortement, les schistes deviennent progressivement plus argileux et siliceux, de coloration rouge et verte. Certains lits, dans les niveaux moyens, sont particulièrement riches en oligiste et il y a également des nodules contenant du manganèse (R. Trümpy, 1955a). Dans la partie supérieure, les calcaires et les brèches deviennent progressivement plus abondants et nous entrons dans la Brèche supérieure.

La bathymétrie des radiolarites donne toujours lieu à des discussions contradictoires et la question n'est pas encore entièrement résolue.

Beaucoup de géologues alpins, à la suite des travaux de Steinmann spécialement, ont considéré les radiolarites alpines comme des dépôts de mers très profondes.

Ensuite, de nombreux auteurs se sont élevés contre cette manière de voir. Signalons les travaux de M. Gignoux (1948), H. Grunau (1947), S. W. Tromp (1948), M. Lemoine (1950), E. Bruet (1952), H. P. Cornelius (1951), P. Routhier (1946). Pour tous ces auteurs, la formation des radiolarites n'implique pas des conditions de profondeur déterminée, les conditions de dépôt étant géochimiques et non bathymétriques.

J. Tercier (1947) n'entre pas dans ces vues et R. Trumpy (1957), tout en admettant que certaines radiolarites ont pu se déposer à faible profondeur, pense qu'il faudra probablement revenir à la notion du caractère profond de la plupart des radiolarites alpines.

H. Grunau (1947) et H. P. Cornelius (1951) donnent une série d'arguments favorables ou non à l'origine profonde des radiolarites.

Même en tenant compte de ces arguments, il est impossible de faire nettement pencher la balance du côté d'une hypothèse plutôt que de l'autre. La plupart de ces critères sont d'ailleurs loin d'être décisifs.

La diminution de calcaire fait supposer que la profondeur devait être plus grande pendant le dépôt des Schistes ardoisiers que pendant celui des Brèches inférieure et supérieure.

La rythmicité et les épaisseurs mesurées (300 m au Roc d'Enfer) avec des bancs de schistes verts et rouges pouvant atteindre 50 m sans interruption indiquent cependant qu'il ne s'agit probablement pas de dépôts abyssaux où la sédimentation était très lente.

Les radiolaires, appartenant essentiellement au sous-ordre des Spumellaria-indiqueraient des conditions épipélagiques plutôt que bathypélagiques (M. Le, moine, 1950). Plusieurs auteurs pensent cependant que la présence de radiolaires à l'exclusion d'autres formes est la preuve d'une sédimentation en milieu profond.

Certains niveaux contiennent des fucoïdes. A St-Jean d'Aulph, M. Lugeon (1896, p. 78) signale un banc de houille silicifiée, preuve de l'existence de courants. Il est évident que l'on trouve dans les mers profondes actuelles des végétaux charriés par les courants. Cependant, pour Lugeon, les fucoïdes, dont l'abondance extrême dans certains niveaux ne semble pas être le produit de charriages, suppose des eaux peu profondes.

Le fait que l'on trouve, dans la Brèche supérieure, de minces récurrences de schistes siliceux verts à Radiolaires identiques à ceux des Schistes ardoisiers, nous fait penser que ces derniers ne se sont probablement pas déposés à des profondeurs beaucoup plus grandes.

La coloration rouge ou verte de nombreux niveaux ne nous donne guère d'indications. La teinte rouge, probablement originelle, n'indique pas obligatoirement une origine profonde, mais simplement l'existence de conditions oxydantes. La couleur verte est habituellement expliquée par l'intervention de solutions réductrices dues à des matières organiques (algues, microorganismes).

Le manganèse n'indique pas forcément une origine profonde, même si l'on a trouvé des nodules manganésifères dans les grands fonds actuels. Cet élément est un compagnon géochimique fidèle au fer, ce qui explique leur association dans de nombreux cas. Signalons que certains auteurs (S. W. Tromp, 1948) pensent que la présence de Mn est en connexion avec une activité volcanique synchrone des dépôts.

Donc, dans l'impossibilité, dans la plupart des cas, de reconstituer une bathymétrie exacte, c'est plutôt de la source de la silice dont il est question actuellement que de la profondeur des dépôts.

Dans la nappe de la Brèche, comme dans tout le domaine briançonnais, l'intervention d'éruptions volcaniques situées plus à l'E ne doit être évoquée qu'avec prudence, dans l'ignorance actuelle où nous sommes de l'âge de ces éruptions (M. Lemoine, 1950). Pour cet auteur, et ceci semble probable, il a pu s'élaborer, à partir d'argiles de décalcification, et sous un climat propice, une terre latéritique enrichie en Fe. Une libération de silice sous forme colloïdale en est le corollaire. Le pullulement des radiolaires serait dû à la teneur élevée en silice de l'eau. La présence d'une terre émergée semble attestée par la présence de schistes finement gréseux micacés et, occasionnellement, de grès ou grès-quartzite contenant du quartz clastique, de la glauconie et du mica.

La conclusion qui se dégage est que les Schistes ardoisiers ne sont certainement pas des dépôts abyssaux. Il est toutefois impossible de déterminer exactement la profondeur à laquelle ils se sont déposés. La présence, surtout dans la partie supérieure de l'étage, de calcaires spathiques graveleux à algues et foraminifères benthiques intercalés dans les schistes rouges et verts nous indique cependant que la profondeur ne devait pas être très forte. Il serait difficile d'expliquer ces alternances par des variations de profondeur très grandes et rapides. Dans ce cas, il semble que c'est dans les Schistes ardoisiers que l'on devrait trouver le plus de brèches.

Ensuite, les niveaux bréchiques de la base de la Brèche supérieure nous font supposer que les conditions étaient sensiblement identiques à celles qui régnaient au début de la Brèche inférieure. Les brèches sont généralement moins grossières, le ciment plus abondant. Les niveaux détritiques diminuent assez rapidement d'importance vers le haut et la sédimentation devient essentiellement calcaire. A partir du Malm donc, les conditions deviennent plus stables, les reliefs moins accusés, comme d'ailleurs dans tout le domaine briançonnais.

L'épaisseur de la Brèche supérieure est relativement constante dans toute la région étudiée. On observe des réductions importantes dues à des actions tectoniques. Au S de la nappe, J. W. Schroeder (1939) signale des lacunes d'ordre stratigraphique. Le rivage de la mer, toujours au NW approximativement, devait être un peu plus éloigné que lors du dépôt de la Brèche inférieure.

Les lits sont en général plus réguliers, les variations horizontales moins rapides que dans la Brèche inf. Ces observations traduisent certainement une régularité plus grande du fond.

Les Calpionelles et les Radiolaires que nous trouvons disséminés dans certains calcaires ne nous donnent pas d'indications précises. Leur apparition signifie l'établissement d'un régime pélagique. Les calcaires graveleux zoogènes, les calcaires spathiques indiquent que la sédimentation devait s'effectuer sous une couverture d'eau plutôt faible.

Il est fort possible que les alternances de ces différents termes calcaires traduisent des conditions de profondeurs diverses, mais en moyenne faibles.

A cette époque, le domaine de la Brèche était plutôt un haut-fond qu'une fosse bordée de cordillères sous-marines ou émergées. Les conditions de sédimentation étaient donc sensiblement celles qui régnaient dans le Briançonnais au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

Ensuite (Crétacé moyen ?) des sédiments finement détritiques réapparaissent qui traduisent la reprise de mouvements tectoniques. Le Crétacé supérieur transgressif, de faciès Couches rouges identique à celui des Préalpes médianes, est daté dès le Campanien. Il monte jusqu'au Paléocène, puis s'établit le faciès Flysch.

Jusqu'à quelle époque se poursuit ce Flysch ? Certainement pas aussi haut dans l'échelle stratigraphique que le supposait J. W. Schroeder (1939). En effet, au-dessus d'un Flysch de base schisto-gréseux ressemblant fort à celui des Médianes, apparaissent des niveaux calcaires et finement gréseux. Puis, des calschistes à faune cénomanienne-turonienne prouvent que nous sommes dans une unité supérieure. Ainsi, si l'hypothèse de F. Jaffe (1955) se vérifie, le Flysch de la Brèche ne contiendrait plus de roches éruptives et il faudra donc réduire sérieusement les affleurements qui lui sont attribués.

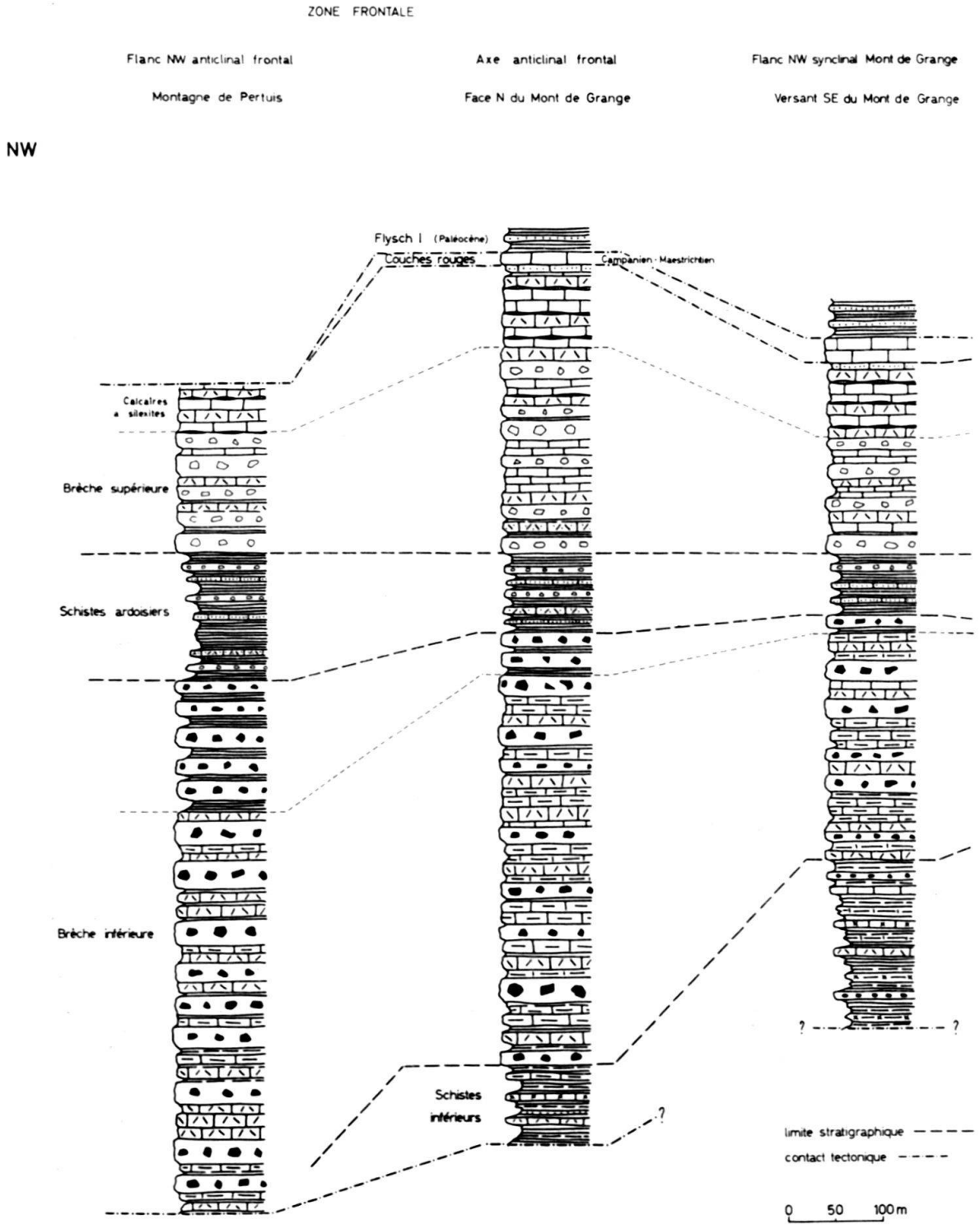
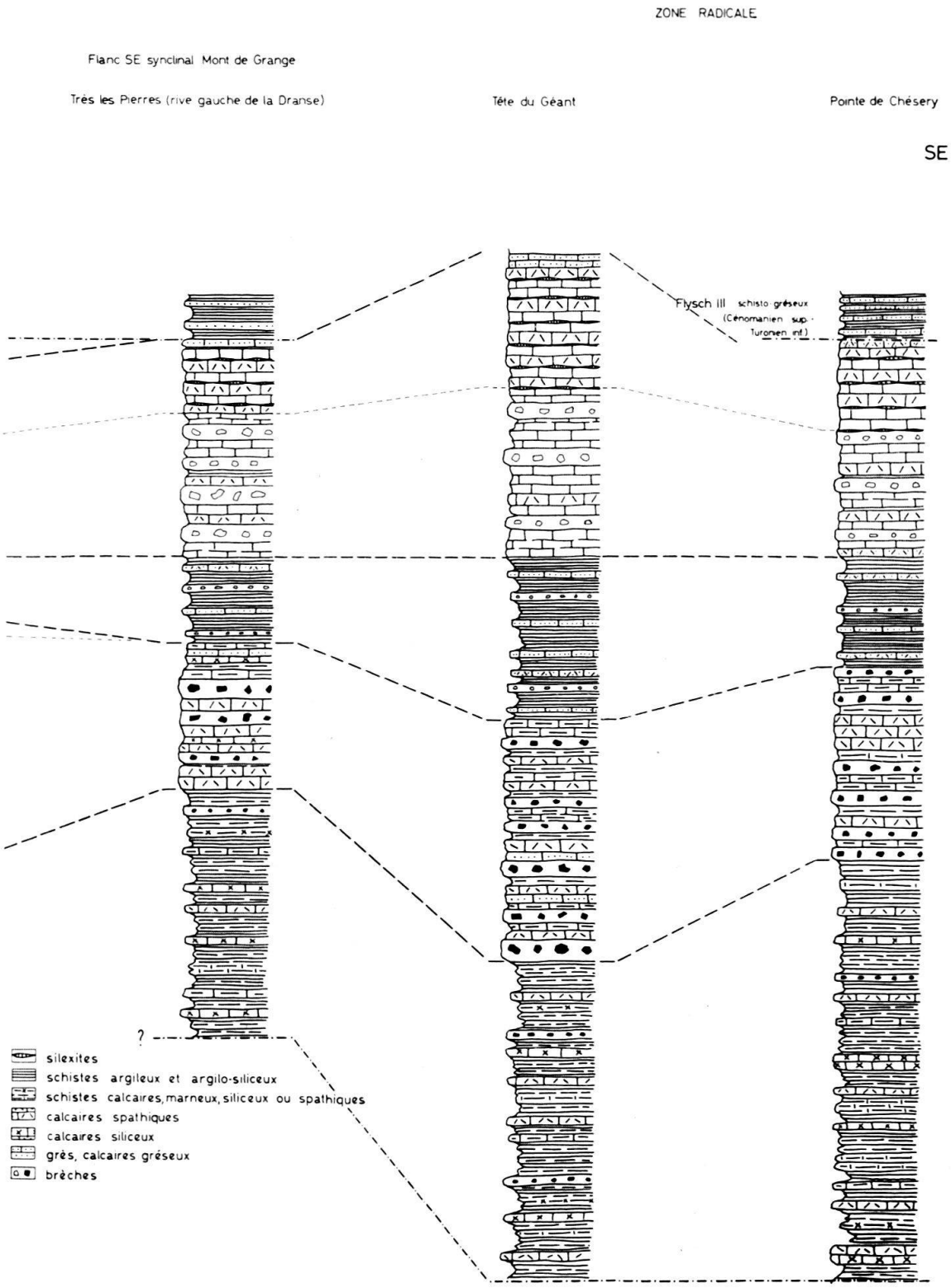


Fig. 19. Répartition et variations



des faciès de la nappe de la Brèche

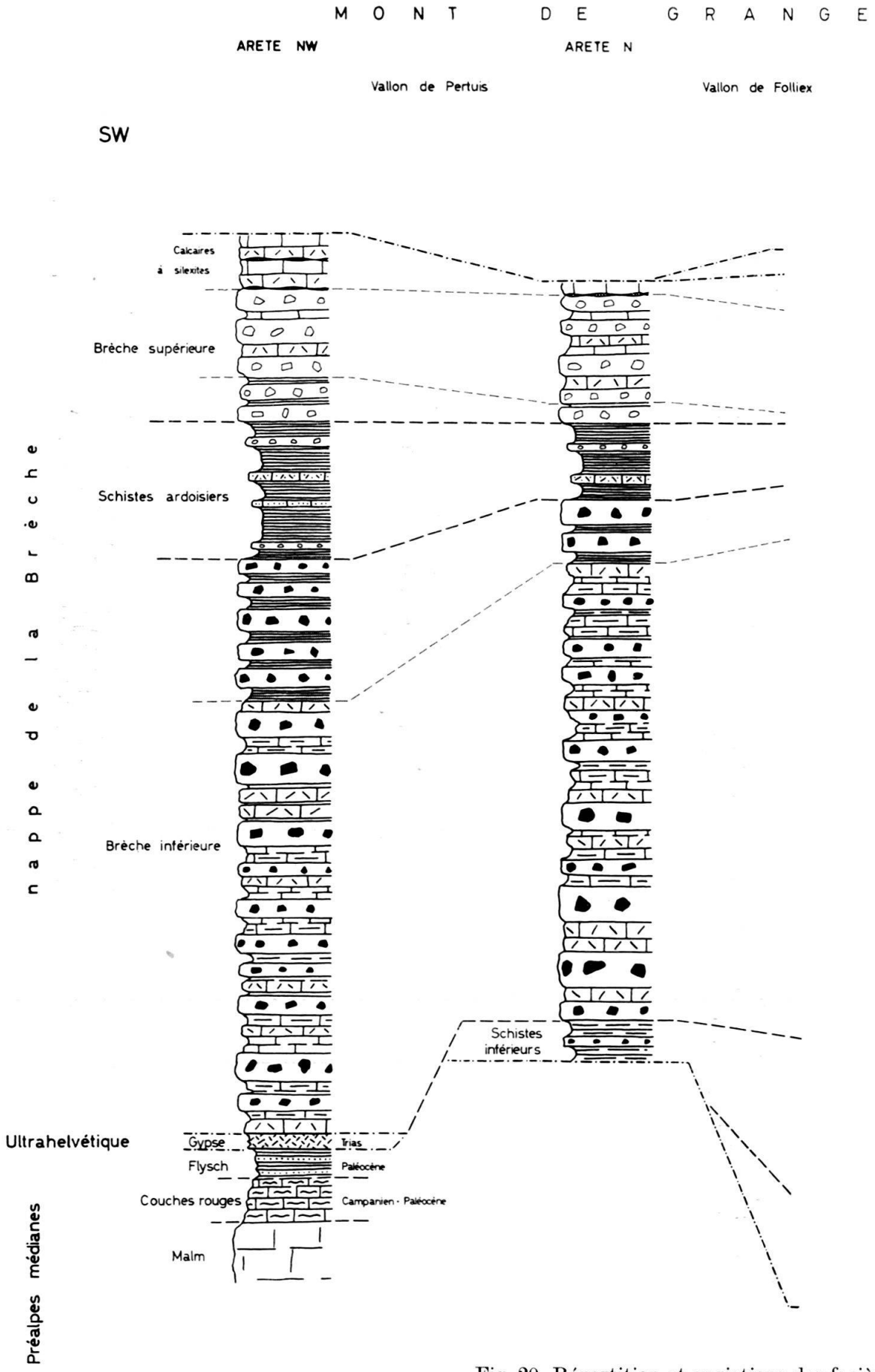
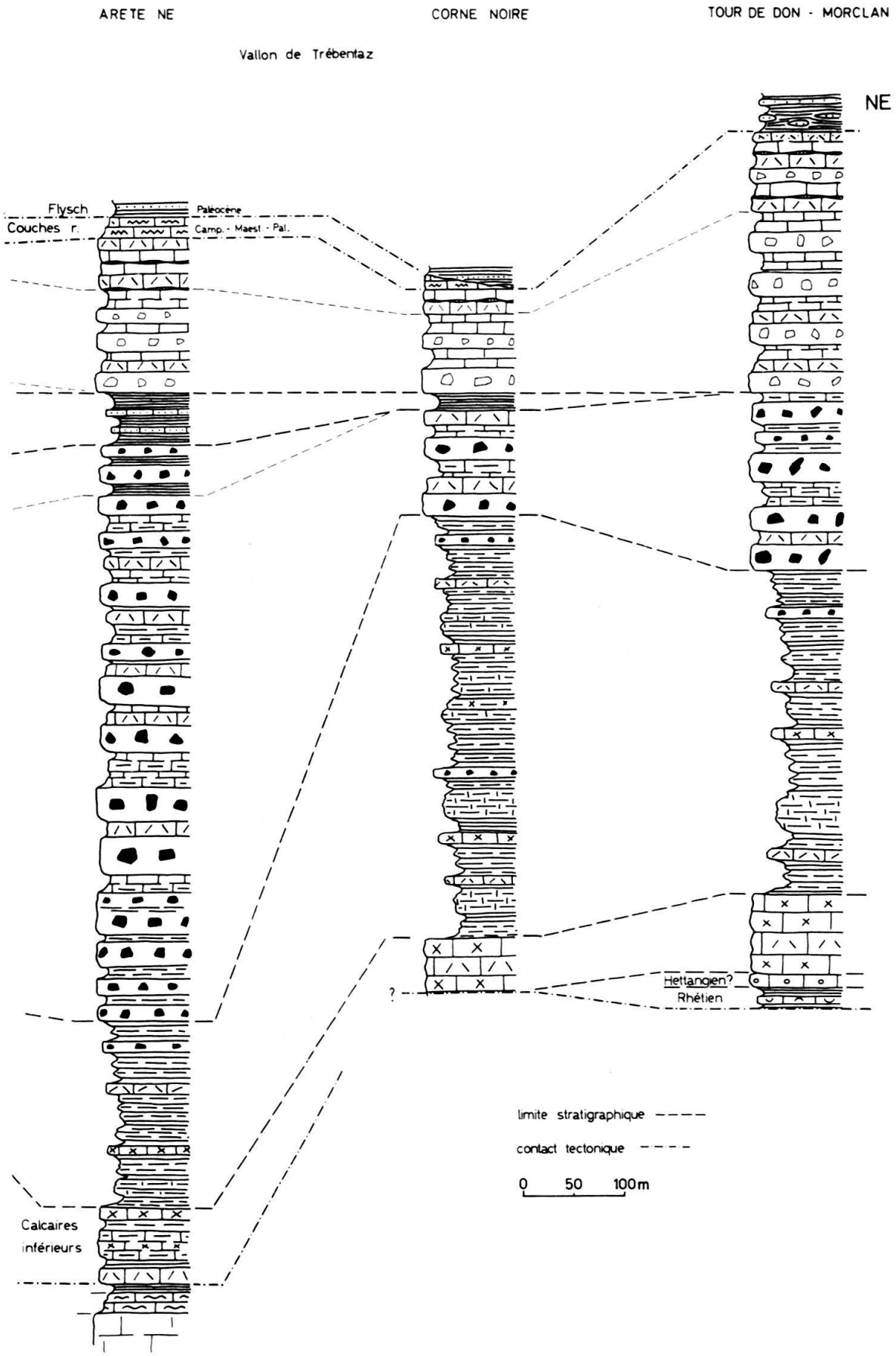


Fig. 20. Répartition et variations des faciès



dans la zone frontale de la nappe de la Brèche