

La tectonique cadomienne dans l'est du Trégor (Massif armoricain)

P. BALÉ

Mots-clés : Orogénie cadomienne, Tectonique tangentielle (Faille) Faille décrochement, Microtectonique Côtes du Nord (Trégor)

Résumé

Dans le nord du Massif armoricain (France), les relations structurales entre les formations précambriennes du Trégor et celles de la baie de Saint-Brieuc sont étudiées le long d'une coupe N-S (Saint-Quay Portrieux - Bréhec) dans une zone charnière entre les deux domaines. On met en évidence une suite de déformations d'âge cadomien principalement associées à une tectonique tangentielle de direction NE - SW semblable à celle affectant les séries métamorphiques de la baie de Saint-Brieuc (P. Balé et J.P. Brun, 1983). Les contacts principaux sont repris par des décrochements et sont intrudés par des granitoïdes syncinématiques. Certains décrochements contribuent à l'ouverture de bassins précambriens tardifs. Cette analyse structurale complète et confirme le schéma de la tectonique cadomienne déjà proposé en baie de Saint-Brieuc (P. Balé et J.P. Brun, 1983).

Abstract

In the North of the Armorican massif (France), structural relationships between the precambrian formations of the Trégor area and the metamorphic thrust pile of the Saint-Brieuc bay have been studied along a North-South section (Saint-Quay-Brehec) in a hinge zone between the two domains. Strain history is related to the cadomian orogeny. It is associated to a thrust tectonic which has the same principal directions (NE - SW) than in the Saint-Brieuc bay (P. Balé and J.P. Brun, 1983). Major contacts are deformed by wrench shear zones and are intruded by synkinematic granitoids. Some of these wrench shear zones are possibly related to the opening of late precambrian basins. This structural analysis completes and confirms the cadomian tectonic history which was proposed in the Saint-Brieuc bay by P. Balé and J.P. Brun (1983).

Introduction

Les unités précambriennes du nord de la Bretagne (J. Cogné, 1959, 1980; Jeannette 1971; B. Auvray, 1979; D. Rabu *et al.*, 1982, Balé et J.P. Brun, 1983) sont impliquées dans des déformations d'âge fini-protérozoïques, compris entre 600 et 540 Ma, et constituent les reliques d'une chaîne cadomienne enclavée comme bloc rigide dans la chaîne hercynienne. Du nord vers le sud, une zonation structurale, lithologique et métamorphique peut être établie dans ce segment orogénique et résumée de la façon suivante (fig. 1) :

- La ceinture plutonique et volcanique du Trégor

Elle consiste en un complexe plutonique daté autour de 614 Ma (P. Graviou, 1984). Il est bordé au sud et à l'ouest par une bande de spilites et de kératophyres d'âge cadomien (P. Graviou, et B. Auvray, 1985). C'est un ensemble calco-alcalin d'origine profonde dans lequel sont intercalés des pointements d'un socle à 2000 Ma (B. Auvray, 1979, P. Vidal *et al.*, 1981). Cet ensemble magmatique est considéré par B. Auvray comme un arc insulaire cadomien en bordure d'une zone de subduction plongeant vers le sud-est.

- Le domaine métamorphique de Saint-Brieuc

L'ensemble de ces unités d'âge Briovérien supérieur (P. Balé et J.P. Brun, 1983; D. Rabu *et al.*, 1982) comprend de la base au sommet : des

gabbros, des volcanites à pillow-lavas et des sédiments. Toute la pile est déformée et métamorphisée au cadomien par de grands chevauchements vers le SSW mettant en contact des gabbros sur les schistes briovériens (P. Balé et J.P. Brun, 1983; P. Balé et J.P. Brun en préparation). L'ensemble gabbros-volcanites-sédiments pourrait représenter une croûte océanique du bassin marginal déformée lors de son obduction vers le sud, autour de 580-590 Ma (P. Balé et J.P. Brun, 1983).

- La ceinture haute température de Saint-Malo-Guingamp

Bordant au sud les unités précédentes, il s'agit d'un ensemble de gneiss et de micaschistes dont le métamorphisme atteint l'anatexie au coeur de la zone et aboutit à la formation de dômes migmatitiques (J.P. Brun et H. Martin, 1978). L'anatexie est considérée comme une conséquence du surépaississement crustal lié aux chevauchements précédents (P. Balé et J.P. Brun, 1984). Les unités migmatisées seraient les sédiments de la marge d'un continent sud sur lequel chevaucheraient les unités du bassin marginal de Saint-Brieuc - Belle-Isle-en-Terre. Les derniers granites d'anatexie ont été datés dans la région de Saint-Malo à 540 Ma (J.J. Peucat, 1980).

Si les relations structurales et métamorphiques entre le domaine de Saint-Brieuc et les dômes migmatitiques de Saint-Malo sont en partie établis, il n'en est pas de même pour les relations entre le complexe magmatique du Trégor et les unités métamorphiques de Saint-Brieuc. Cet article traite d'une

C.A.E.S.S., Université de Rennes

Manuscrit déposé le 23 mai 1986

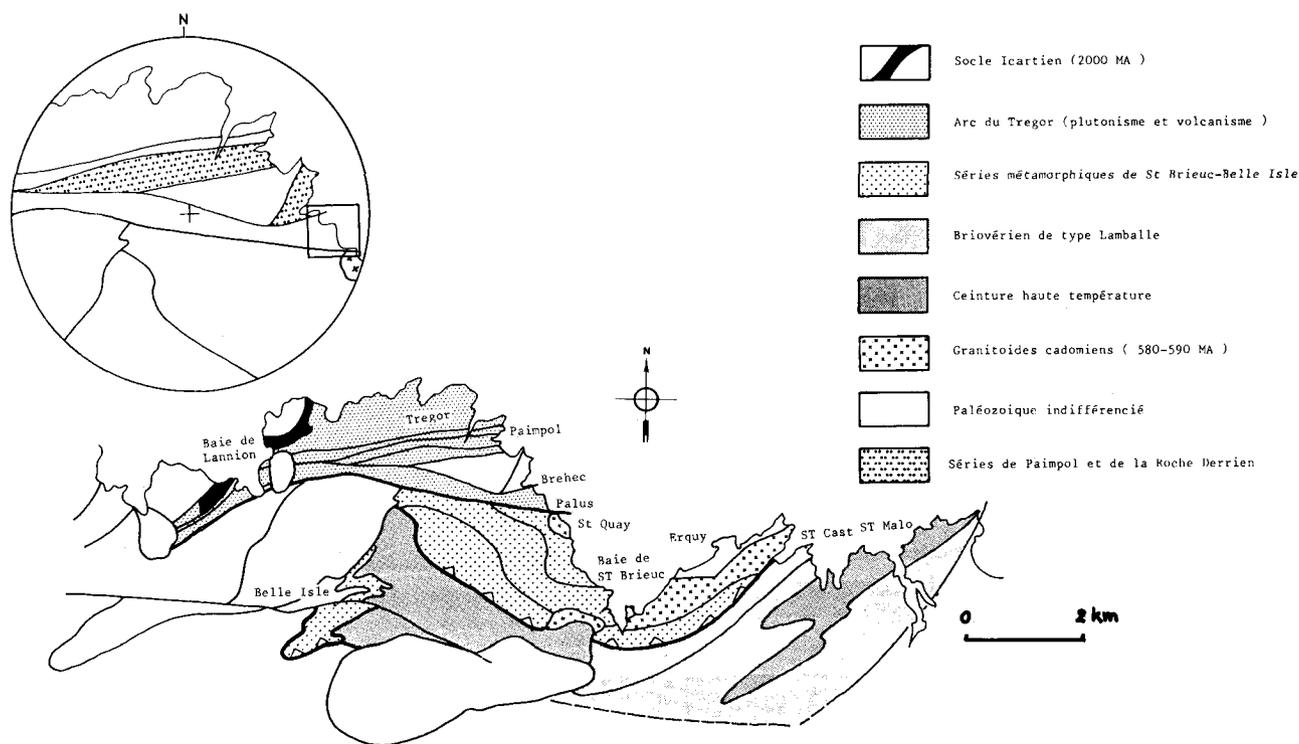


Fig. 1.- Carte structurale et principales unités de la chaîne cadomienne.

Fig. 1.- Structural map and main cadomian formations.

zone réduite mais capitale pour la compréhension de ces relations. En effet, les unités comprises entre la diorite de Saint-Quay-Portrieux au sud et le bassin ordovicien de Bréhec-Plourivo (B. Auvray *et al.*, 1980) au nord forment la zone charnière entre le Trégor proprement-dit et les séries de Saint-Brieuc (fig. 1). Elles affleurent en falaises sur la cote le long d'une coupe d'environ 6 à 7 km. La nature même de ces unités est mal connue et différents âges ont été proposés (P.D. Ryan et R.A. Roach, 1975) mais aucune datation radiométrique n'a été effectuée. Il est proposé ici une analyse structurale permettant de contraindre les événements tectoniques dans le temps et de définir une suite de déformations complétant et confirmant le modèle cinématique de la tectonique cadomienne pour les ensembles métamorphiques de Saint-Brieuc - Saint-Malo. De plus, ce modèle éclaire les relations structurales Trégor (arc insulaire) - Baie de Saint-Brieuc (bassin marginal).

Le développement sera décomposé en deux parties : d'une part, une analyse des unités lithologiques impliquées dans la tectonique, d'autre part, une analyse précise des déformations dans leur ordre chronologique en distinguant les déformations progressives des déformations superposées distinctes.

1 - Les unités lithologiques

Une carte géologique a été effectuée le long de la côte afin de préciser la nature des unités en présence et de palier l'absence de cartes précises

publiées depuis C. Barrois (1908) couvrant l'ensemble du secteur (fig. 2a). Deux types d'unités peuvent être distingués :

- des unités plutoniques,
- des unités sédimentaires et volcaniques.

Les unités plutoniques

- La diorite-gabbro de Saint-Quay-Portrieux (G. Arnaud, 1980).

Elle affleure au sud-est de la plage du Palus où elle est en contact intrusif avec les séries sédimentaires de Binic métamorphisées à son contact. La diorite remonte vraisemblablement des niveaux profonds de cette unité durant sa mise en place ; certains niveaux atteignant la migmatitisation. Le contact de la diorite avec l'encaissant se fait par l'intermédiaire de plusieurs apophyses intercalées avec les séries métamorphiques. On peut discerner deux contacts principaux : l'un se situe dans la vallée prolongeant la place du Palus (contact nord), l'autre au niveau de Port-Goret au SE de la plage du Palus (contact sud). Ce massif a été daté à environ 580 Ma (P. Vidal *et al.*, 1972).

- Le granite de Plouha

Intrusif dans les séries volcaniques et sédimentaires, son âge est inconnu. Il présente deux faciès principaux : au coeur, un faciès d'aspect granodioritique, non déformé, entouré d'un faciès plus particulier, à méga-cristaux de quartz bleu déformé et mylonitisé à son contact nord. Un âge Paléozoïque équivalent à celui du massif de Plouaret

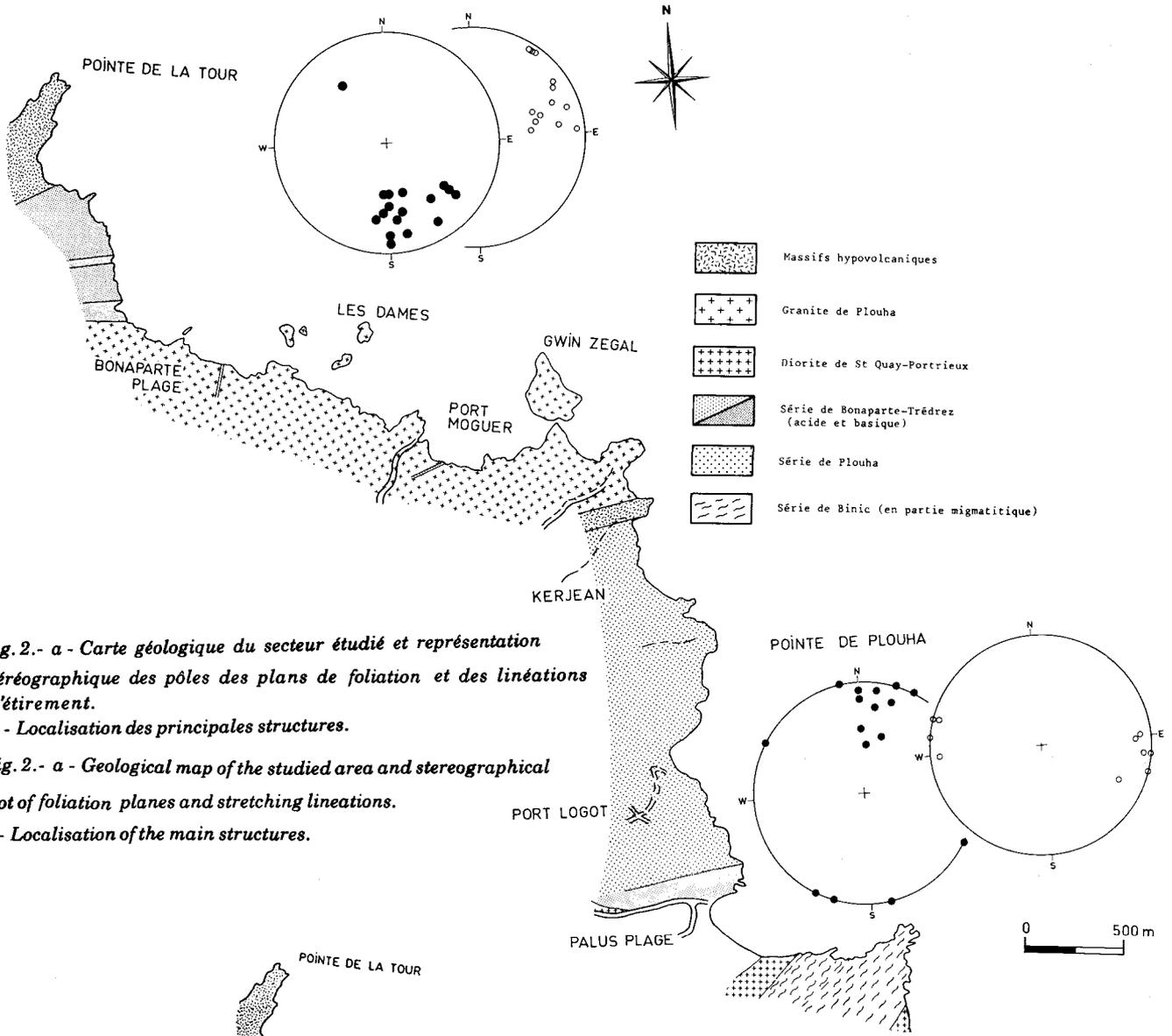
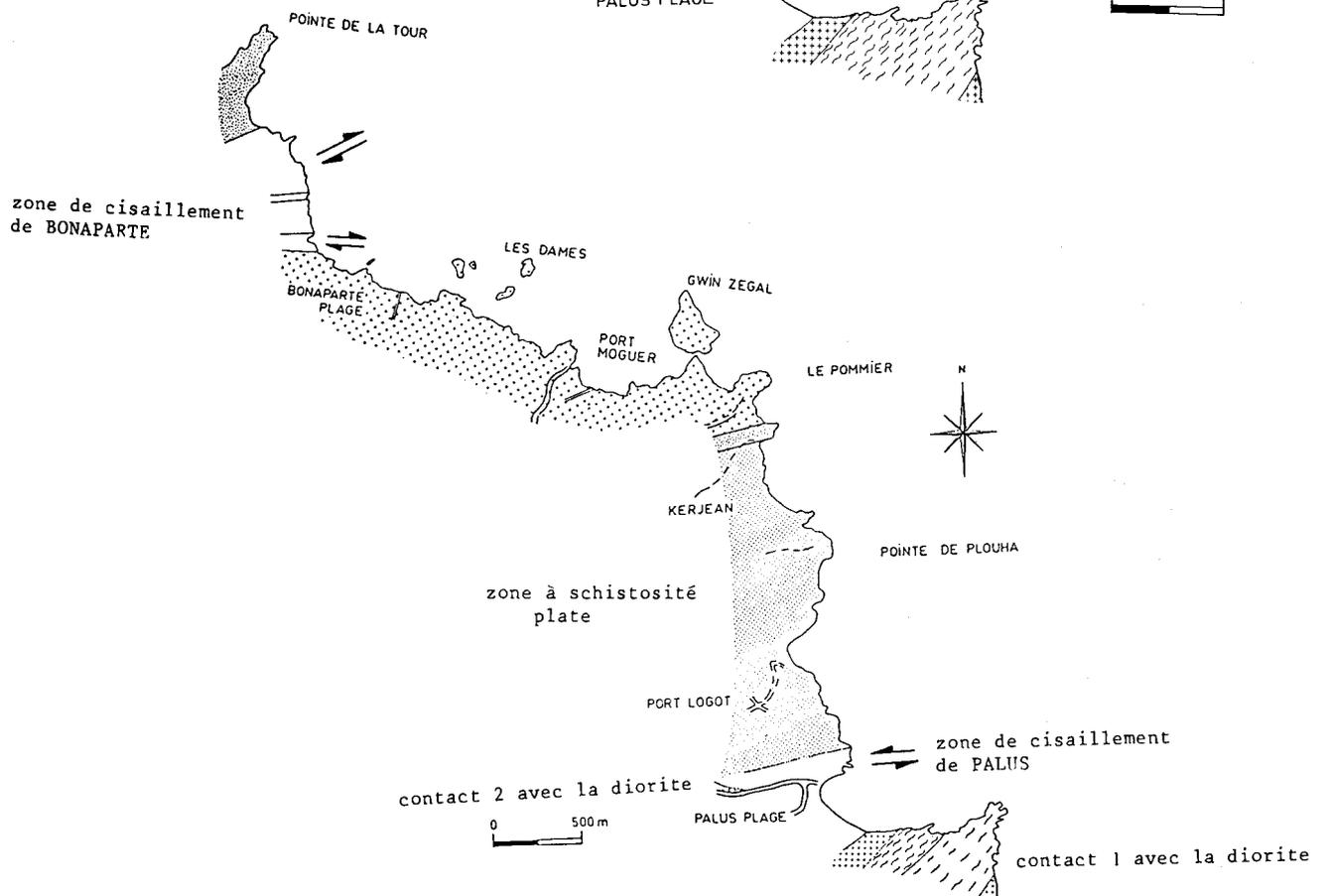


Fig. 2.- a - Carte géologique du secteur étudié et représentation stéréographique des pôles des plans de foliation et des linéations d'étirement.
b - Localisation des principales structures.

Fig. 2.- a - Geological map of the studied area and stereographical plot of foliation planes and stretching lineations.
b - Localisation of the main structures.



(330 Ma ; J.J. Peucat *et al.*, 1984) a été avancé (C. Barrois, 1908). Cependant nous verrons que les critères structuraux pencheraient plutôt en faveur d'un âge tardi-cadomien, du moins pour le faciès externe à quartz bleus.

– Les massifs hypo-volcaniques

Plutôt assimilables à de gros filons, ils sont en majeure partie de type doléritique ou lamprophyrique. Ils représentent les derniers événements magmatiques de cette région (cycle hercynien). L'intrusion de la pointe de la tour et celle séparant le contact sud du granite de Plouha de l'encaissant en sont les deux exemples principaux.

Les unités sédimentaires et volcaniques

Cet ensemble plus ou moins métamorphique et déformé se divise en trois sous groupes justifiés par des critères lithologiques et structuraux.

– La série de Binic

Située au sud de la plage du Palus, elle est intrudée par la diorite de Saint-Quay-Portrieux qui la métamorphose à son contact (J. Fabriès *et al.*, 1985). Elle est peu représentée sur cette coupe mais affleure largement au sud du massif de Saint-Quay. Il s'agit d'une unité sédimentaire à héritage volcanique important possédant la particularité de contenir des lentilles de matériel calco-silicaté (D. Rabu *et al.*, 1982) dont la minéralogie évolue en fonction du métamorphisme associé.

– La série de Bonaparte-Trédrez

Il s'agit d'une unité volcanique et volcano-sédimentaire présentant les mêmes caractères que les séries de la baie de Lannion (P. Verdier, 1968 ; B. Auvray, 1979 ; A. Autran *et al.*, 1979), séries associées au magmatisme trégorrois (B. Auvray, 1979). Elle se caractérise surtout par une association volcanisme acide - volcanisme basique (parfois intimement mêlée), très massive, ou les termes acides dominant souvent largement. Elle affleure au nord de la plage Bonaparte et au nord de la plage du Palus sous la série de Plouha.

– La série de Plouha

Située structurellement au-dessus de la précédente, c'est une unité volcano-sédimentaire très déformée, constituée de gneiss quartzitiques renfermant de nombreux filons d'exudats de quartz et intrudés par des filons de microgranite. Elle se distingue nettement des précédentes par ces derniers caractères ainsi que par des critères structuraux, ce qui justifie pleinement son individualisation par rapport aux deux autres.

Caractéristiques de la déformation

L'apparente complexité des structures a souvent fait traiter le problème de cette région en termes de multiples déformations superposées,

chacune correspondant à un événement tectonométamorphique distinct (P.D. Ryan et R.A. Roach, 1975). L'analyse des axes principaux de la déformation finie associés aux critères de cisaillement nous permettra d'aborder la cinématique du système et de vérifier la compatibilité des structures liées à des déformations progressives ou leur incompatibilité en cas de déformations superposées distinctes. On peut distinguer trois types de déformations distinctes et successives sur l'ensemble du secteur étudié :

- une déformation tangentielle (zones à schistosité plate),
- des décrochements ductiles (zones à schistosité verticale),
- des déformations cassantes (zones de cataclase).

A. La déformation tangentielle

Elle est visible essentiellement dans la partie sud comprise entre le granite de Plouha et la plage du Palus. Le diagramme de la figure 3 représente de façon synthétique l'évolution de la géométrie des structures depuis le nord (pointe de Plouha) jusqu'au sud de la plage du Palus. Ce diagramme qui fait intervenir uniquement les relations géométriques entre pendage du plan principal de déformation λ_1 λ_2 (plan de schistosité) et position sur ce plan de l'axe principal λ_1 (linéation d'étirement) a l'avantage :

- 1 - de supprimer le facteur orientation, inutile pour l'interprétation des géométries des structures,
- 2 - de faire que deux mesures (ligne et plan) sont représentées par un seul point,
- 3 - dans le cas d'un grand nombre de mesures de pouvoir superposer une grille carrée et d'effectuer un comptage statistique des données,
- 4 - une fois combiné aux critères de cisaillement associés aux axes principaux de la déformation finie, de pouvoir être divisé en secteurs caractéristiques des géométries des principales structures (chevauchement, décrochement, domaine intermédiaire, éventuellement faille normale). La répartition des données dans ce diagramme permet de visualiser les évolutions éventuelles d'une structure à une autre.

Dans le cas présent (fig. 3), on remarque que l'on passe du nord au sud d'une schistosité plate à une schistosité verticale supportant une linéation d'étirement globalement horizontale sauf au contact sud du pluton de Saint-Quay.

La zone à schistosité plate est caractérisée par une direction globalement Nord 80 et un pendage vers le Nord inférieur à 30 degrés. Cette zone affecte deux unités dont le contact est visible dans les falaises (fig. 4) : la série de Plouha forme l'unité supérieure, les métavolcanites de la série de Bonaparte-Trédrez forment l'unité inférieure. Si l'on observe un gradient de déformation net à l'approche du contact, ce dernier n'est pas symétrique de part et d'autre. L'unité inférieure, surtout lorsqu'elle est constituée de métavolcanites acides massives (type kérotophyre) est très compétente et n'est déformée que très près du contact. L'unité supérieure présente, quant à elle, une schistosité

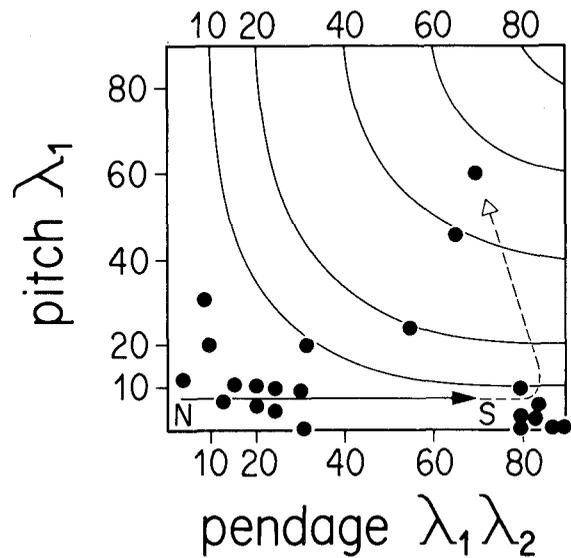
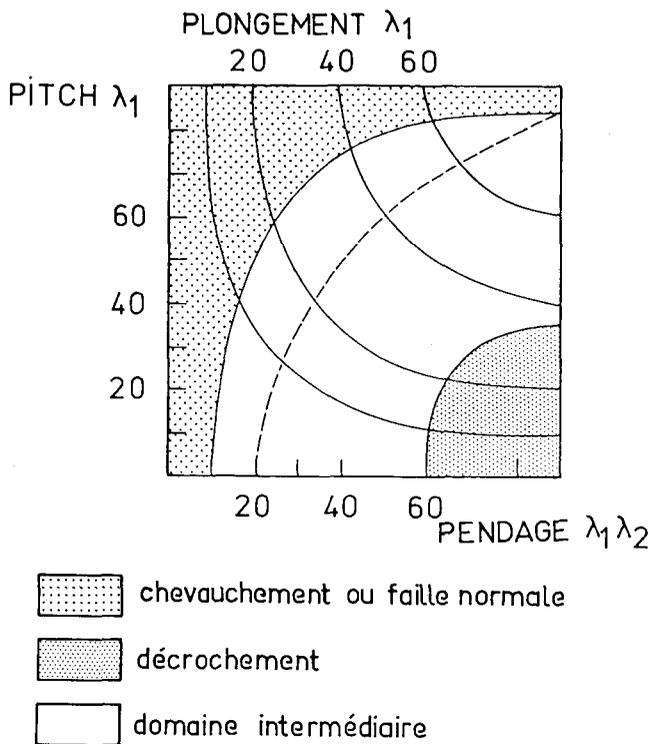


Fig. 3.- Diagramme pitch λ_1 /pendage λ_1 - λ_2 synthétisant l'attitude de la linéation d'étirement sur le plan de schistosité.
Representation of λ_1 pitch versus λ_1 - λ_2 plane.

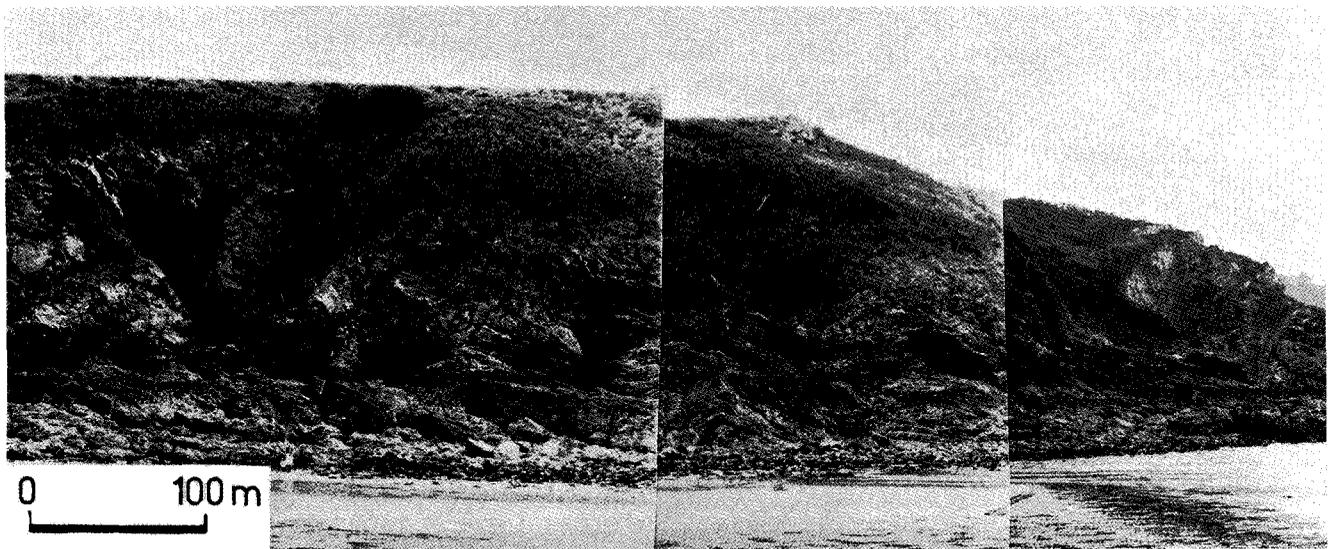


Fig. 4.- Allure du contact série de Plouha-série de Bonaparte-Trédrez au nord de Palus plage.

Fig. 4.- Contact between the Plouha formation and the Bonaparte-Tredrez formation at the North of Palus plage.

très pénétrative dans toute sa masse. Deux résultats majeurs se dégagent de cette étude :

- a) le contact entre les deux unités est un contact de base de nappe (fig. 20),
- b) l'unité supérieure était déjà structurée avant sa mise en place.

Des mesures systématiques de la linéation d'étirement ont été effectuées dans l'unité supérieure. Ces mesures montrent une grande dispersion (fig. 5) en dehors du contact où les linéations se regroupent autour de la direction Nord 70. A de rares endroits, et dans la zone de contact, la super-

position de deux linéations est parfois visible. Si la linéation Nord 70 est parallèle aux axes de plis, on observe souvent une linéation qui s'enroule autour des charnières de plis (fig. 8 b). La grande dispersion des linéations, leur enroulement autour des charnières de plis indiquent que cette unité est polystructurée. De plus des filons de micro-granite sont intrusifs dans cette série mais sont absents dans l'unité inférieure. Ces filons recoupent la schistosité 1 mais sont déformés et plissés avec une schistosité 2 de plan axial liée à la déformation de l'ensemble des deux unités (fig. 6). Quand ils sont visibles au contact, ils sont recoupés par des bandes de cisaillement et ne franchissent pas l'interface entre les deux formations. Le contact entre les deux

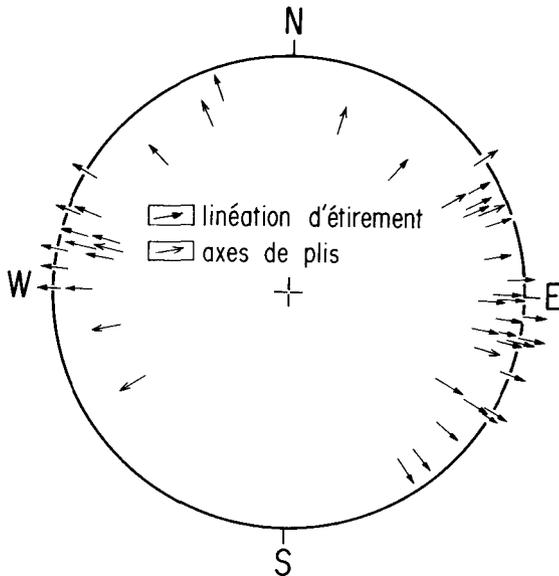


Fig. 5.- Stéréogramme montrant la dispersion des linéations dans la série de Plouha.

Fig. 5.- Stereographical plot of stretching lineation in the Plouha formation.

unités est caractérisé par une très forte intensité de la déformation. Une coupe de détail au niveau du contact, dans le plan $\lambda 1 \lambda 3$ orienté environ Nord 70 est représentée figure 7. Le régime non coaxial de la déformation y est souligné par la présence de nombreuses bandes de cisaillement donnant un sens de cisaillement du NE vers le SW. Il est à souligner que ces bandes de cisaillement sont de type c, (D. Berthé *et al.*, 1979) à grande échelle et que l'on observe pas de bandes c/s lorsqu'on s'éloigne du contact. Ceci provient vraisemblablement de la très forte anisotropie planaire existant avant la déformation 2 de la série de Plouha, anisotropie liée à la schistosité déjà présente de cette série et jouant en plan c/s confondus dès le début de la déformation tangentielle. Le gradient de déformation ne s'exprime alors que par la formation de bandes c' à environ 30 degrés du plan cisailant.

Toute l'unité supérieure est très intensément plissée. Les plis, toujours asymétriques, sont déversés vers le SW (fig. 8a) mais à l'approche du contact les axes se réorientent parallèlement à la linéation d'étirement (axes de plis courbes fig. 8b) et passent même à des plis en fourreau dont les dimensions peuvent être importantes (fig. 8c).

Même si, dans l'unité inférieure, les critères de cisaillement sont moins nombreux à grande échelle, ils sont présents aux échelles macro et microscopique. Des bandes de cisaillement et des asymétries de clastes (quartz volcaniques par exemple) montrent des critères de cisaillement sans ambiguïté vers le SW (fig. 9).

Plusieurs critères indiquent que le régime de la déformation doit être proche d'un cisaillement simple. Les critères principaux sont les suivants :

- le régime de la déformation très cisailant (bandes c/s ; D. Berthé *et al.*, 1979),
- la présence d'une seule famille de bandes donnant un sens unique de cisaillement,
- la fabrication linéo-planaire (tectonites $L=S$) indiquant un ellipsoïde de déformation fini proche de la déformation plane.



0 1m

Fig. 6.- Filon de granite intrusif dans la schistosité 1 et affecté par la schistosité 2 (série de Plouha).

Fig. 6.- Granite dyke intruding the first schistosité and deformed by the second schistosité in the Plouha formation.

Cinématique de mise en place

La déformation très intense à la base de l'unité supérieure, les critères de cisaillements parallèles à la linéation d'étirement, le régime de la déformation proche du cisaillement simple indiquent un empilement de deux nappes dont la cinématique de mise en place se fait du NE vers le SW. Cette tectonique tangentielle se fait dans un climat métamorphique assez profond de type "amphibolite faciès" : dans l'unité supérieure, la biotite est stable dans les bandes, dans les metabasites l'amphibole verte est stable dans la foliation et dans les bandes de cisail-

SW

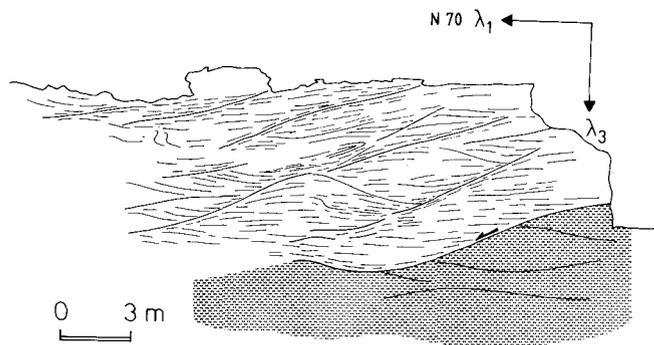


Fig. 7.- Carte détaillée du contact de base de nappe au nord de Palus plage.

Detailed map of the thrust contact at the North of Palus plage.

lement. L'unité supérieure était déjà structurée en climat mésozonal et avait subi un cycle intrusif avant sa mise en place.

B. Les décrochements

Ils limitent au nord et au sud, la zone structurale précédente (fig. 2b, fig. 20).

– Au sud : ils sont synchrones de la montée de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (zone de cisaillement de Palus).

– Au nord : ils sont postérieurs au granite de Plouha qu'ils affectent (zone de cisaillement de Bonaparte).

a - Zone de cisaillement de Palus plage

1. Structures

Le diagramme de la figure 3 montre le passage, vers le sud, de la zone de déformation tangentielle à une zone de décrochement (en accord avec l'étude du régime de la déformation). Il est à noter que le passage se fait brutalement (il existe peu de mesures

intermédiaires entre les deux domaines : fig. 3). Plusieurs types de critères indiquent que cette déformation est synchronique de la montée et du gonflement du pluton de Saint-Quay-Portrieux durant un cisaillement transcurrent senestre. La schistosité se verticalise et les directions principales passent N 70 à N 100 (fig. 2a). Cependant cette verticalisation n'est pas due à un simple plissement du contact ; en effet, la linéation d'étirement est horizontale et aucune linéation plissée n'est visible. De plus, la linéation d'étirement est cette fois soulignée par endroit par des minéraux de métamorphisme de contact tels que :

- cordiérite (syn déformation),
- andalousite (syn à post),
- taches de métamorphisme.

On a décrit précédemment deux contacts principaux avec la diorite. Au contact sud, entre les deux apophyses de la diorite, la linéation d'étirement est plus pentée. On retrouve à ce niveau la série de Binic plus ou moins métamorphisée (présence de migmatites remontées par la diorite). La série de Binic est affectée de plis concentriques : des taches de métamorphisme de contact sont déformées dans les flancs de plis où la déformation est forte et se disposent de façon aléatoire dans les charnières où la déformation est moindre. Ces taches sont donc synchrones des plis. Au contact, la schistosité dans l'encaissant passe à une foliation fruste syn-cristallisation dans la diorite (orientation des minéraux colorés ; biotites et amphiboles).

L'ensemble de ces critères prouvent que la verticalisation et le plissement sont liés à la montée et au gonflement du pluton de Saint-Quay-Portrieux. La linéation horizontale soulignée par les minéraux de métamorphisme de contact et les critères de cisaillement associés tels que des bandes senestres syn-métamorphes dans des niveaux migmatitiques indiquent que la diorite s'est mise en place dans un régime transcurrent senestre suivant la mise en place des nappes. Des plis en fourreaux associés à cette déformation sont visibles dans les

SW

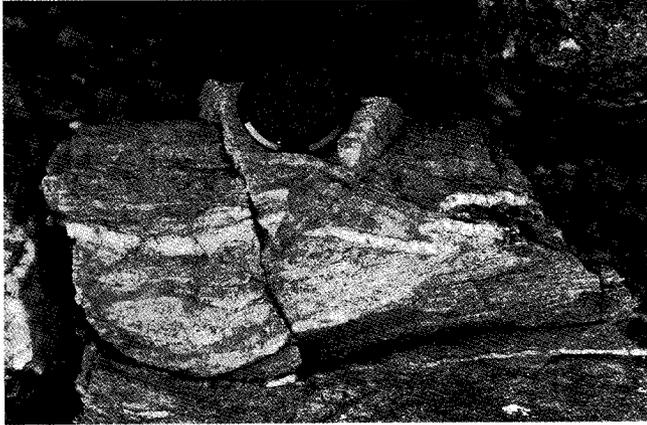


Fig. 8.- a



Fig. 8.- b

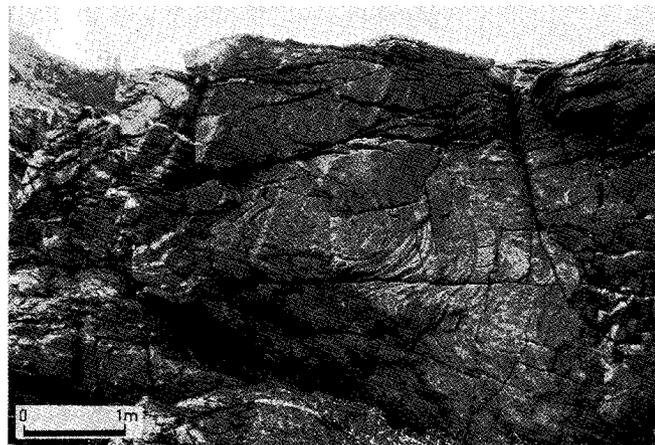


Fig. 8.- c

Fig. 8.- a - Plis déversés vers le SW dans la série de Plouha (plan $\lambda 1$ - $\lambda 3$)

Fig. 8.- b - Pli à axe courbe enroulant une linéation 1 et se parallélisant à la linéation 2 (série de Plouha).

Fig. 8.- c - Pli en fourreau (plan $\lambda 2$ - $\lambda 3$; série de Plouha).

Fig. 8.- a - SW overfold in the Plouha formation.

Fig. 8.- b - Curved axis fold deforming a first lineation.

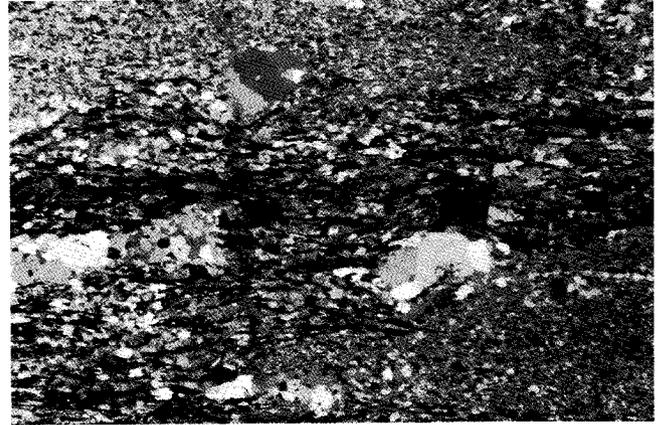
Fig. 8.- c - Sheath fold in the Plouha formation.

Fig. 9.- Bandes de cisaillement et asymétrie des clastes vers le SW dans les volcanites acides de la série de Bonaparte-Trédrez sous le contact chevauchant (plan $\lambda 1$ - $\lambda 3$).

Fig. 9.- Shear bands toward the SW in the Bonaparte-Trédrez formation.



SW



SW

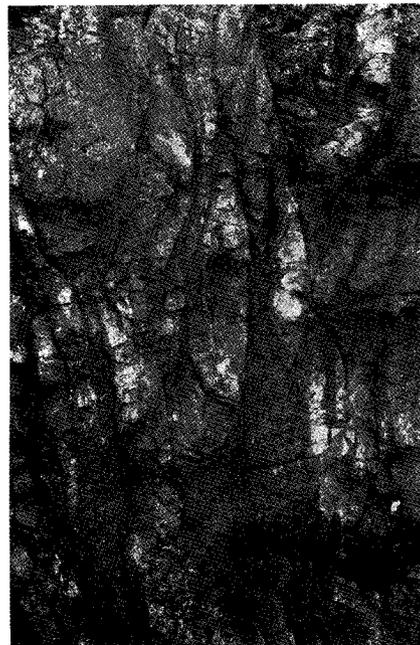


Fig. 9.



a

0 1m



b

Fig. 10.-a - Plis en fourreaux au niveau de la zone de cisaillement de Palus.

Fig. 10.-b - Structure en oeil ; pli en fourreau dans $\lambda 2$ - $\lambda 3$.

Fig. 10.-a - Sheath folds in the Palus shear zone.

Fig. 10.-b - Eye structure ; sheath fold in $\lambda 2$ - $\lambda 3$.

2. Paramètres de l'ellipsoïde de déformation finie

Des mesures ont été effectuées pour estimer la forme de l'ellipsoïde et l'intensité de la déformation finie. Toutes les mesures proviennent de la zone à schistosité verticale, aucun marqueur n'ayant été trouvé au niveau des zones à foliation plate. Différents objets ont permis des mesures dont la plupart sont des taches de métamorphisme de contact ou des quartz volcaniques. Si l'ensemble des mesures semble cohérent du point de vue de l'intensité de déformation (fig. 12, fig. 13), il faut cependant noter que les quartz volcaniques présentent une différence de compétence avec la matrice et ne reflètent vraisemblablement pas l'intensité réelle de la déformation qu'a subie cette dernière. On peut supposer d'autre part que ces marqueurs n'ont pas subi tous la même histoire ; en effet, les taches de métamorphisme de contact n'ont subi que la déformation syn mise en place du pluton. Différents résultats ressortent de cette analyse :

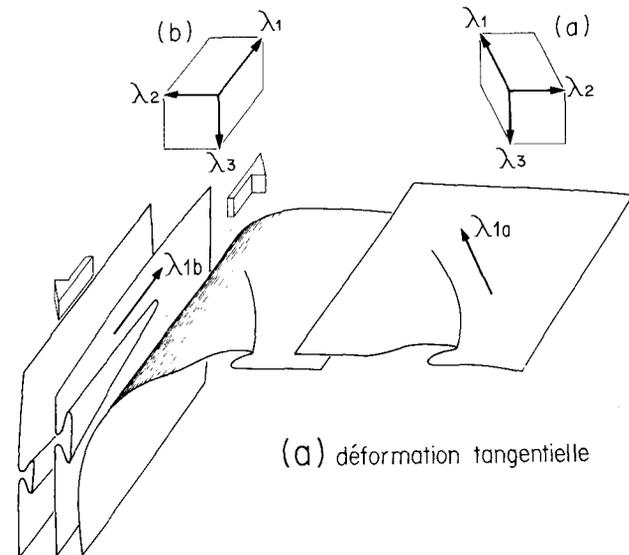
– la déformation finie est souvent proche de la déformation plane (fig. 13),

– les mesures faites au contact de la diorite sont plus proches d'un ellipsoïde en aplatissement fini tandis qu'une tendance contractive s'affirme rapidement quand on s'éloigne du contact. Ce résultat confirme l'influence du gonflement du pluton pendant la déformation (J.P. Brun, 1982),

– l'intensité de la déformation est forte (environ 70 à 80 % de raccourcissement en posant $r=5$ avec $r = \lambda_1 \lambda_2 + \lambda_2 \lambda_3 - 1$, $\lambda_1 \times \lambda_2 \times \lambda_3 = 1$ et $\lambda_2 = 1$) mais insuffisante (en faisant l'hypothèse d'un cisaillement simple avec $R(\lambda_1/\lambda_3) = \gamma^2 + 2 + \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2} / 2$)

Fig. 12.- Tableau de mesures de l'ellipsoïde de déformation finie.

Fig. 12.- Table of strain measurements.



(b) décrochement

(a) déformation tangentielle

Fig. 11.- Modèle synthétique d'amplification cinématique des structures préexistantes liées au chevauchement.

Fig. 11.- Model of kinematic amplification of preexisting structures.

métavolcanites. Cependant, bien que les directions principales de déformation et les composantes de cisaillement soient cohérentes avec la présence de ces structures (linéation d'étirement parallèle aux axes des fourreaux ; fig. 10a et b), leur amplitude est incompatible avec l'intensité calculée d'après les mesures quantitatives de déformation finie (cf. paragraphe suivant). Il semble plutôt qu'il s'agit d'une amplification cinématique de structures préexistantes (plis à axes courbes ou plis en fourreaux liés à la tectonique tangentielle précédente) dans un contexte transcurrent senestre.

site	roche	marqueur	methode	λ_1/λ_2	λ_2/λ_3	k	r
Palus plage Sud contact 1	sédiments	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	2,5	3,5	0,6	5
Palus plage Sud	sédiments	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	3,2	2,3	1,7	4,5
Palus plage Sud	méta-volcanites	agglomérats volcaniques	gd axe pt axe	3,33	1,8	3	4,1
Plouha contact 2	quartzites	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	2,15	2,7	0,7	3,9
Palus plage Nord	méta-volcanites	quartz volcaniques	Rf. Ø	2,25	2	1,3	3,3
Plage Bonaparte	granite	quartz bleus	Rf. Ø	2,2	1,64	1,9	2,9

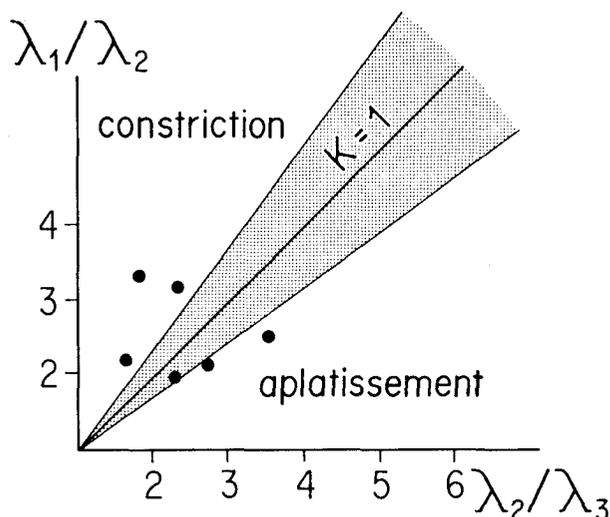


Fig. 13.- Représentation des mesures de l'ellipsoïde de déformation finie dans un diagramme de Flinn.

Fig. 13.- Flin representation of strain measurements.

impliquant $\gamma \leq 3$) pour obtenir un taux de cisaillement compatible avec le développement de plis en fourreaux tels qu'on les observe fig. 10 (H. Quinquis, 1980 ; P.R. Cobbold et H. Quinquis, 1980) ce qui confirme l'hypothèse de l'amplification cinématique de structures préexistantes (fig. 11),

— les mesures sur les quartz volcaniques donnent des résultats comparables aux autres du point de vue de la forme de l'ellipsoïde de déformation mais sous-estiment l'intensité de la déformation. En effet, ces mesures concernent cette fois la déformation totale (cisaillement tangentiel N 70 + cisaillement transcurrent N 100-110) et viennent de l'unité métavolcanique acide qui n'a subi la déformation tangentielle que très près du contact.

b - Zone de cisaillement de "Bonaparte"

Elle apparaît au nord du granite de Plouha et est bordée par la limite sud du bassin ordovicien de Bréhec-Plourivo. Les unités impliquées dans ces déformations sont (fig. 2a et b) :

- le granite de Plouha,
- les séries volcaniques acides et basiques de Bonaparte-Tredrez.

1. Caractéristiques de la déformation

L'analyse des axes et plans principaux (fig. 14) montre un regroupement des données dans le champ des cisaillements transcurrents (schistosités sub-verticales et linéations d'étirement sub-horizontales). Les directions principales sont globalement N 80-90 sauf vers le nord où elles passent localement N 40-50 (fig. 2a, fig. 15). Il existe un gradient général de déformation vers le nord depuis Port-Moguer (fig. 2) marqué par une apparition de plans de cisaillement de plus en plus nombreux s'accompagnant d'une diminution de l'angle c/s et d'une augmentation du degré de mylonitisation. Outre ce gradient général, il existe des gradients locaux correspondant à des zones de cisaillement plus intenses, en particulier au niveau de l'interface granite-encaissant. Dans le granite, on observe l'apparition de bandes c/s (plans c à N 90-100, plans

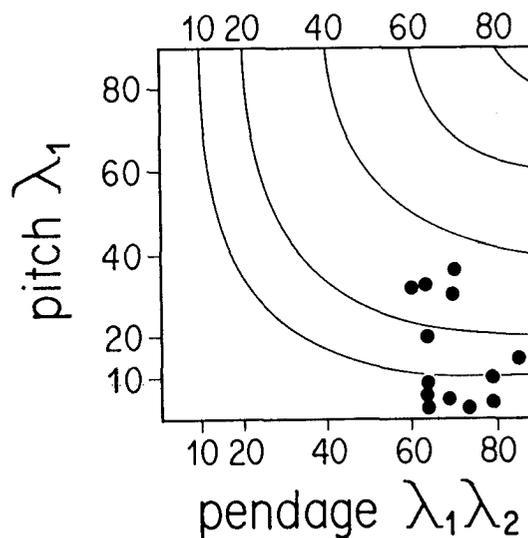


Fig. 14.- Relations schistosité ($\lambda_1-\lambda_2$) / linéation (λ_1) dans la zone de cisaillement de Bonaparte.

Fig. 14.- Relation between $\lambda_1-\lambda_2$ plane and λ_1 axis in the Bonaparte shear zone.

s à N 60-70) jusqu'aux ultramylonites avec développement de bandes c' . La même séquence est visible dans l'encaissant où il est à souligner que les bandes de cisaillement sont surtout bien exprimées dans les niveaux acides (fig. 16). Dans le granite, les bandes de cisaillement dextres E-W sont dominantes, cependant il existe des bandes conjuguées senestres qui localement s'anastomosent pour délimiter des lentilles asymétriques de matériel moins déformé. Dans l'encaissant, il n'existe qu'une seule famille de bande de cisaillement qui donnent un sens dextre. Le changement d'orientation des directions principales vers le nord (fig. 2b) est interprété comme le passage à une seconde branche de cisaillement : la première étant E-W, l'autre, plus au nord, N 40-50 (fig. 15). Des critères montrent qu'il ne peut pas s'agir d'une rotation des axes principaux vers le sud à l'approche d'une unique zone de cisaillement E-W :

- l'angle entre les directions principales et le plan cisailant serait trop grand ($> 45^\circ$: D. Berthé *et al.*, 1980),
- il existe des gradients locaux associés aussi bien aux directions N 40 qu'aux directions N 100 (fig. 16).

La biotite verte est stable dans les bandes de cisaillement et le grenat apparaît durant la mylonitisation du granite. Toutefois la chlorite remplace la biotite verte dans la plupart des stades mylonitiques, ce qui indique que la déformation s'est terminée dans des conditions pression-température inférieures à celles des premiers incréments. Le grenat possède des inclusions sygmoïdes qui, outre le caractère syncinématique, confirment le sens dextre du régime cisailant (fig. 17).

2. La fabrique du quartz

Des mesures d'orientations préférentielles de réseau du quartz ont été effectuées par goniométrie de texture sur le granite de Plouha, proche du contact avec l'encaissant. Les résultats montrent une dissymétrie dextre de la couronne d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$. Des maxima d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ sont

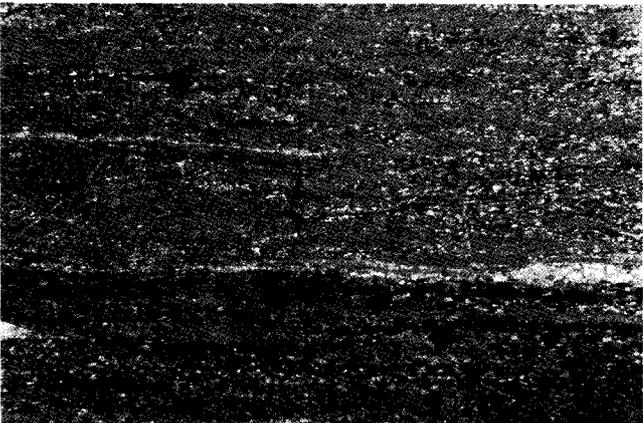
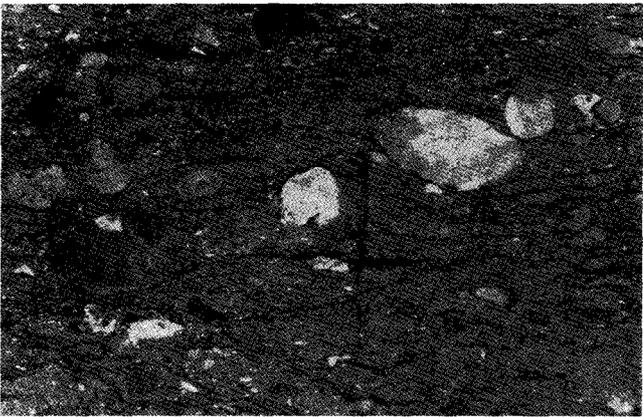
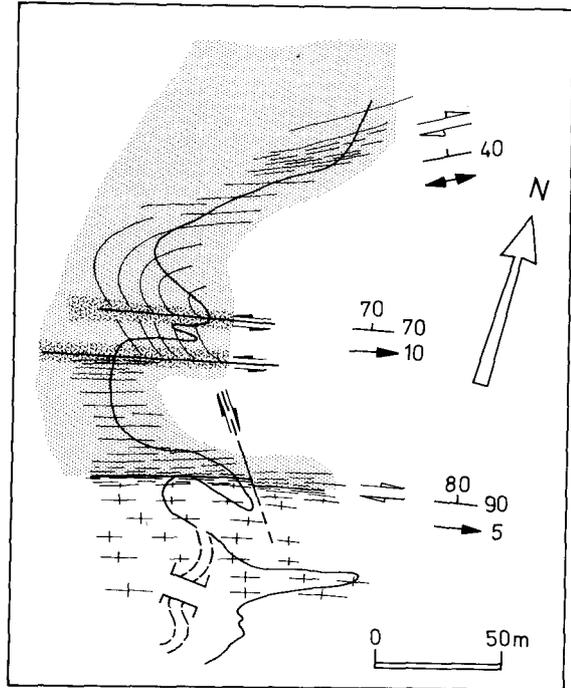


Fig. 15.- Gradient de déformation dans les volcanites acides (plage Bonaparte).

Fig. 15.- Strain gradient in acidic volcanics.

Fig. 17.- Diagramme de répartition des axes <1014> du quartz (granite de Plouha).

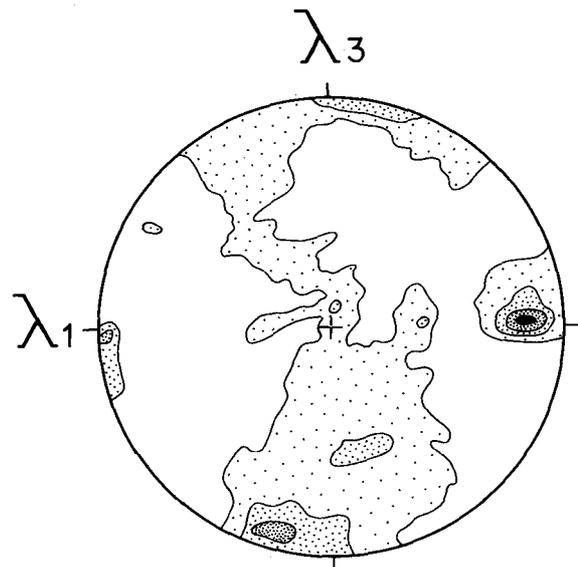
Fig. 17.- Quartz fabric in the Plouha granite.



-  Granite de Plouha
-  Série de Bonaparte (volcanites acides et basiques)
-  Trajectoires de λ_1 λ_2
-  Failles majeures et cataclases
-  Sens de décrochement ductile
-  Sens de décrochement cassant
-  Linéation d'étirement

Fig. 16.- Carte détaillée au niveau de la plage Bonaparte illustrant l'influence de la tectonique cassante sur la déformation ductile cadomienne.

Fig. 16.- Detailed map at the Bonaparte plage.



également localisés dans la direction de $\lambda 1$; ceci est dû à un effet de gros grains qui sont en fait de gros quartz bleus étirés parallèlement à $\lambda 1$ (fig. 18).

3. L'ellipsoïde de déformation finie

La déformation a été mesurée sur les quartz bleus automorphes dans le granite de Plouha (fig. 12, fig. 13). L'ellipsoïde de déformation finie se situe dans le champ de la constriction mais proche de la déformation plane. L'intensité de la déformation est moins forte que dans le domaine précédent au sud du granite.

Ce décrochement ductile de "Bonaparte" est un événement tardif dans la succession des événements cadomiens (P. Balé et J.P. Brun, en préparation) : cependant la possibilité d'un âge hercynien peut a priori être écartée ; en effet, l'étude suivante montre une reprise de ces structures par des événements reliés d'une part à l'ouverture du bassin ordovicien de Brehec, d'autre part à la compression carbonifère.

C. La déformation cassante

Constamment présente dans la chaîne cadomienne, elle traduit l'influence de la déformation hercynienne dans le socle précambrien rigide. Elle se caractérise généralement par un jeu de failles conjuguées N 30-50 senestres et N 120-140 dextres. Régionalement, les failles senestres sont plus développées et font rejouer de manière discontinue les zones de cisaillement ductiles cadomiennes en créant des niveaux de cataclasites parfois importants (jusqu'à plusieurs mètres de puissance). Cette déformation traduit relativement bien la compression globalement N-S carbonifère, cependant la prédominance des décrochements senestres est plutôt compatible avec un régime cisailant, ce qui est en accord avec la déformation du domaine centre armoricain à la même époque (D. Gapais et C. Le Corre, 1980) ; M.N. Percevault, 1983). Dans la zone étudiée ici, la déformation cassante est importante et présente une histoire relativement complexe. Elle apparaît de plus en plus marquée vers le nord à partir du granite de Plouha et ce jusqu'au bassin de grès rouge ordovicien de Brehec. La cataclase importante entraîne une chloritisation intense avec plaquage de chlorite sur les plans de failles et fentes à épidote associées. Les cataclasites montrent des fragments de volcanites foliées désorientés dans une matrice chloriteuse. On reconnaît deux systèmes de failles qui se superposent aux cisaillements transcurrents dextres décrits précédemment. Ces failles sont orientées environ N 50-70, quelques unes N 140. Il s'agit d'une part de failles normales (fig. 19) à relier vraisemblablement à l'ouverture des bassins ordoviens (Ballard, travaux en cours), d'autre part des décrochements senestres et dextres conjugués. Il est possible que le jeu de ces structures à l'Hercynien (au sens large) ait entraîné localement des rotations rigides des directions principales cadomiennes entre les principales failles, ce qui expliquerait certaines perturbations locales des directions de cisaillement cadomiennes (fig. 15).

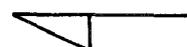
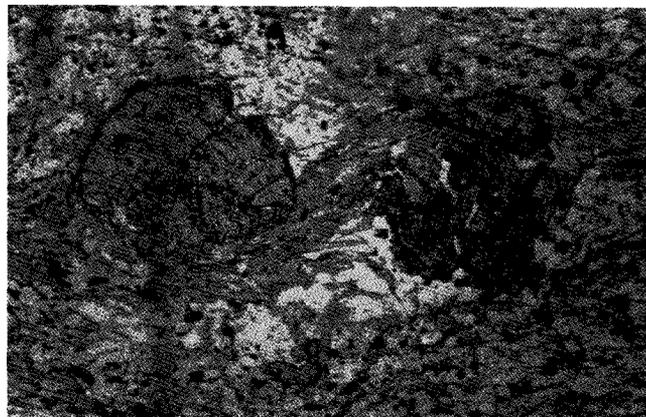


Fig. 18.- Grenats hélicitiques dans des mylonites au contact Nord du granite de Plouha montrant un sens de cisaillement dextre (plan $\lambda 1$ - $\lambda 3$).

Fig. 18.- Helicitic garnets in granite mylonites (Plouha granite).

NE



Fig. 19.- Faille normale recoupant la foliation (plage Bonaparte).

Fig. 19.- Normal fault near Bonaparte plage.

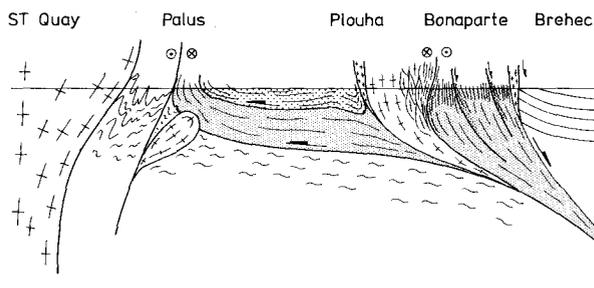


Fig. 20.- Coupe synthétique depuis la diorite de Saint-Quay-Portrieux jusqu'au bassin ordovicien de Bréhec

Fig. 20.- Cross section from the Saint-Quay pluton to the Bréhec ordovician basin.

Conclusion

Il apparaît donc que cette zone charnière entre le Trégor et le complexe métamorphique de Saint-Brieuc est dominée par une tectonique tangentielle (fig. 20) ayant les mêmes directions principales que celles entraînant la fermeture du bassin arrière arc de Saint-Brieuc - Belle-Isle-en-Terre autour de 580-590 Ma s'accompagnant de chevauchements imbriqués vers le S-SW (P. Balé et J.P. Brun, 1983), 1985). L'âge de ce second système chevauchant peut être daté entre 640-615 Ma (âge des volcanites et plutonites du Trégor) et 580 Ma (âge de diorite de Saint-Quay-Portrieux) donc globalement synchrone du système sud. L'analyse de la tectonique dans cette région montre que la ligne Palus-Baie de Lannion (fig. 1) est, en fait, la limite cartographique d'un second système de chevauchements cadomiens liés à la collision arc-insulaire-continent. Cette limite a joué en décrochement lors de la mise en place des plutons dioritiques cadomiens puis de manière discontinue à l'Hercynien (limite nord du granite de Plouaret mylonitisé "à froid").

Outre son caractère polystructuré, l'unité supérieure de Palus présente des analogies lithologiques avec les unités de socle datées à 2 000 Ma (datation des granites intrusifs dans des séries plus anciennes) et qui sont reconnues en plusieurs points dans le Trégor (gneiss de Trebeurden, gneiss du moulin de la rive, gneiss de Port-Beni). En particulier, la description des gneiss à quartz automorphes et des leptynites dans les gneiss de Trebeurden et Port-Beni ainsi que leur origine volcano-sédimentaire (B. Auvray, 1979) correspondent assez bien à l'unité considérée ici. De plus, les filons granitiques intrusifs dans cette unité montrent que cette dernière a subi un cycle intrusif entre deux événements tectoniques distincts, cycle intrusif apparemment absent dans l'unité inférieure. L'ensemble de ces données permet donc de proposer un chevauchement du socle sur les séries du Trégor (fig. 20). Des décrochements postérieurs à la mise en place des nappes limitent au nord des séries briovériennes très peu déformées (série de la Roche Derrien, spilites de Paimpol) et dont l'extension est limitée à la partie orientale du Trégor (fig. 1). Ces unités dont les âges sont discutés présentent des

caractères sédimentologiques (E. Denis, communication personnelle) et géochimiques différents des séries briovériennes impliquées dans la tectonique tangentielle. L'origine de ces séries est interprétable par une ouverture de bassins localisés et liés à des décrochements intra-continentaux (de type "pul-apart" par exemple) clôturant les événements tectoniques cadomiens. Par ailleurs, c'est encore à ce niveau que se localisera, à l'Ordovicien, la sédimentation des séries rouges de Bréhec-Plurivo (Ballard, travaux en cours).

Références bibliographiques

- ARNAUD G. (1980).- L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Thèse 3ème cycle, Paris 6 ronéo.
- AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979).- Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implication sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM, Fr.*, (2), section 1, n° 4, pp. 277-292.
- AUVRAY B. (1979).- Genèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du Massif armoricain. Thèse d'état, Rennes, ronéo, 681 p.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1983).- Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 297, n° 2, pp. 359-362.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1984).- Cinématique et chronologie de la tectonique cadomienne en Bretagne septentrionale. 10ème Rast Bordeaux.
- BALÉ P., BRUN J.P. (soumis) : Late precambrian thrusts and shear zones in northern Brittany (France).
- BARROIS CH. (1908).- Feuille de Tréguier, carte géologique à 1/80 000, Editions du BRGM.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979).- Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 31-42.
- BRUN J.P. (1981).- Instabilités gravitaires et déformations de la croûte continentale. Thèse d'état, Rennes, 197 p.
- COBBOLD P.R., QUINQUIS H. (1980).- Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2.
- COGNÉ J. (1959).- Données nouvelles sur l'antécambrien dans l'ouest de la France : pentévrien et briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes du Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1, pp. 112-118.
- COGNÉ J., WRIGHT AE (1980).- L'orogène cadomien in Géologie de l'Europe. Mémoire du BRGM n° 108, pp. 29-51.
- DENIS E. (1984).- Les sédiments briovériens de Bretagne septentrionale : analyse sédimentologique de terrains rapportés au protérozoïque supérieur. RCP "Géodynamique du massif armoricain", Le Mans.
- DUNNET D. (1969).- A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7, (2), pp. 117-136.
- FABRIES J., ARNAUD G., CONQUERE F. (1985).- Paragenèses à biotite cordiérite anthophyllite dans l'aurole métamorphique au sud du pluton gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, n° 3, pp. 435-411.
- FLINN D. (1962).- On folding during three dimensional progressive deformation. *Q.J. Geol. Soc. London*, 118, pp. 385-434.
- GAPAIS D. (1979).- Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes.

GAPAIS D., LE CORRE CL. (1980).- Is the hercynian belt of Brittany a major shear zones? *Nature*, **288**, n° 5791, pp. 574-576.

GRAVIOU P. (1984).- Petrogenèse des magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, 236 p.

GRAVIOU P., AUVRAY B. (1985).- Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord armoricain: implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **301**, série 2, n° 5, pp. 1315-1318.

PERCEVAULT M.N. (1983).- Problème inverse en déformation finie: application au segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse 3ème cycle, Rennes, 141 p.

PEUCAT J.J. (1982).- Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb): exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. Thèse d'état, Rennes.

PEUCAT J.J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.Y. (1984).- Granites et cisaillements hercyniens dans le nord du Massif armoricain: géochronologie Rb/Sr. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **26**, pp. 1365-1373.

QUINQUIS H. (1980).- Schistes bleus et déformation progressive: l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, 145 p.

RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. (1982).- Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. rapport du BRGM, 82 SGN 351 PAL.

RAMSAY JR., HUBER MI. (1983).- The techniques of modern structural geology. Vol. 1: strain analysis. Academic press inc. London LTD.

RYAN PD., ROACH RA. (1975).- The brioverian-pentevrian boundary at Palus plage (armoricain massif - France). *Soc. Geol. Min. Bretagne*, série c, **7**, n° 1.

VERDIER P. (1968).- Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes-du-Nord - Finistère). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, ronéo, 51 p.

VIDAL PH., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNÉ J. (1972).- L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **275**, pp. 1323-1326.

VIDAL PH., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981).- Precambrian relicts in the armoricain massif: their age and role in the evolution of the western and central european cadomian-hercynian belt. *Precambrian research*, **14**, pp. 1-20.