

# Sortie géologique Sauveterre - Anse de Chaillé

## Arrêt 1 : La falaise en haut de l'estran de Sauveterre

### Sédimentologie

Dans un ensemble de couleur dominante gris-verdâtre constitué de schistes alternant avec des niveaux gréseux et quartziques, on peut observer en certains endroits, interstratifiés dans les schistes, de gros bancs de quartz blanc ( **photo 1** ) et de « tuffites » (dépôts volcano-sédimentaires tantôt fins tantôt grossiers) de teinte jaune-orangée, ocre, rougeâtre ou lie-de-vin et parfois étirés, boudinés en lentilles ( **photo 2** ).



**Photo 1 : filon de quartz**

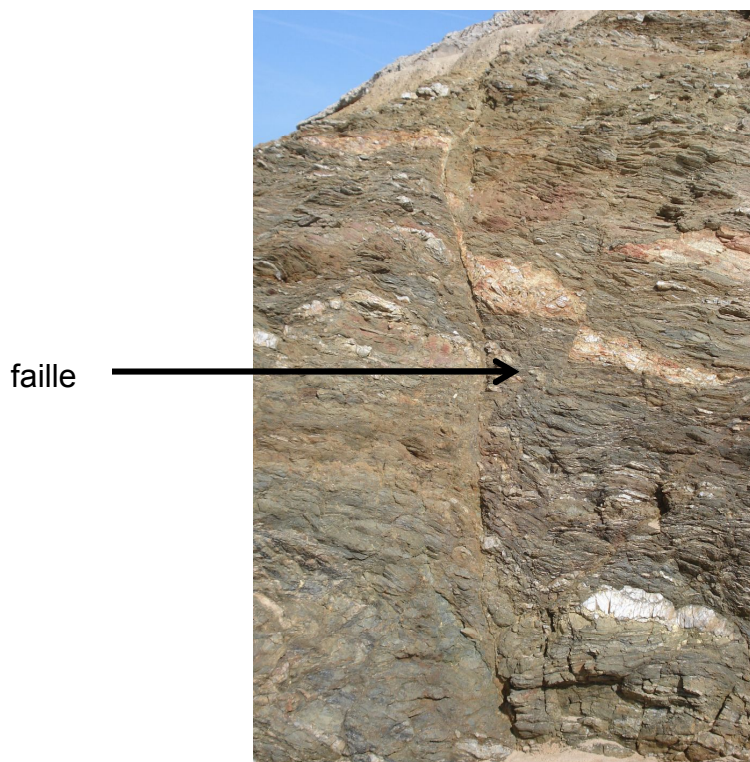


**Photo 2 : lentille de « tuffites » en haut de falaise**

## Tectonique

### ▲ Failles

La **photo 3** ci-dessous montre très clairement que **la falaise est faillée** et que les failles sont pratiquement verticales. Cette dernière observation peut être généralisée à l'ensemble de la falaise de Sauveterre.



**Photo 3 : faille**

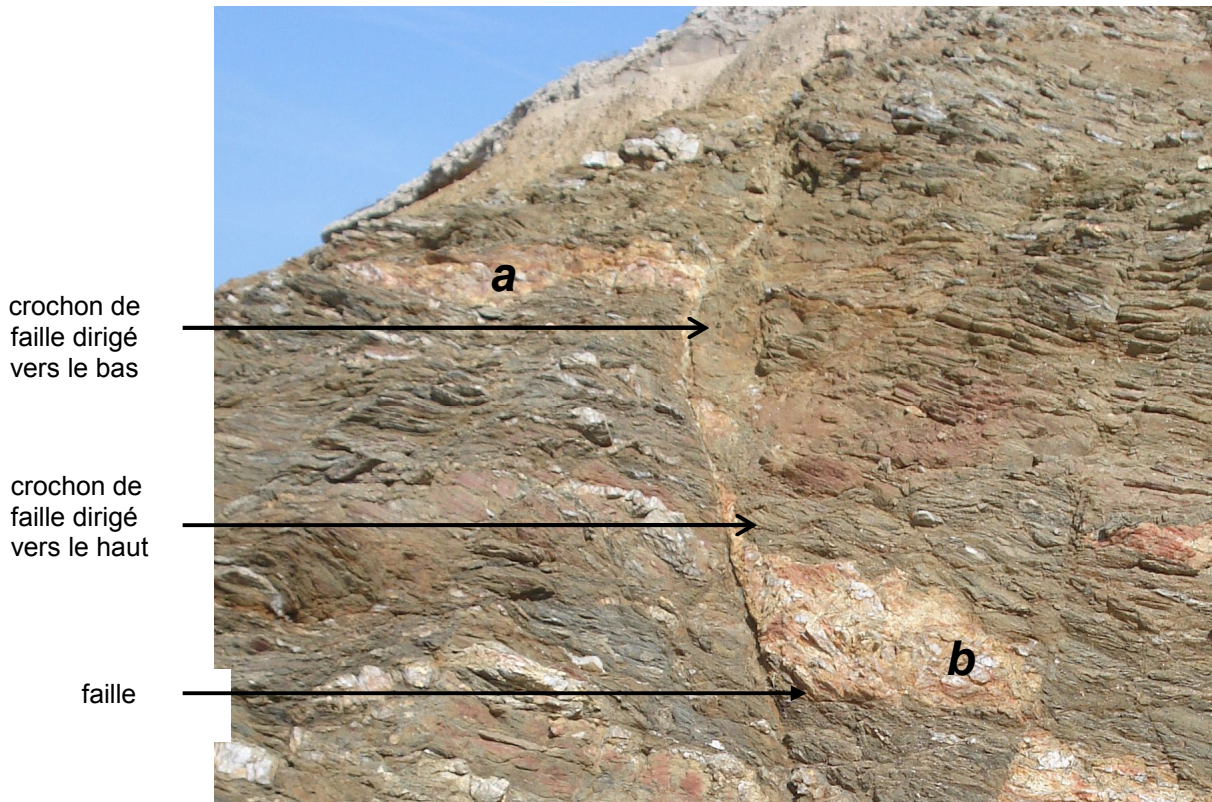
De l'étude des failles , on peut déduire le mouvement relatif des compartiments qu'elles séparent .

La **photo 4** suivante est un détail de partie supérieure de la **photo 3** .



**Photo 4**

Elle montre (voir **photo 5** ) qu'au voisinage immédiat du plan de la faille verticale qui passe à peu près au centre du cliché et qui coupe une strate de tuffites en deux tronçons **a** et **b**, le tronçon **a** présente un crochon de faille dirigé vers le bas et le tronçon **b** un crochon au contraire dirigé vers le haut , les deux crochons se rejoignant à peu près à mi-chemin.

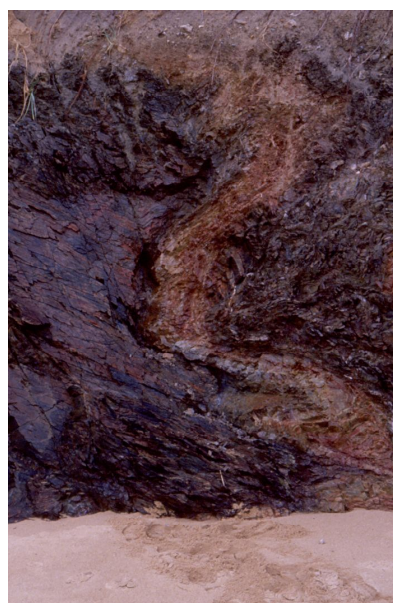


**Photo 5 : interprétation**

Cette observation permet de conclure de façon certaine que les deux tronçons de « tuffites » **a** et **b** sont bien en continuité , qu'ils appartiennent à la même strate et que le compartiment de gauche (qui contient **a**) s'est soulevé alors que celui de droite (possédant **b**), s'est au contraire affaissé. **Attention ! Il s'agit d'un mouvement relatif entre les deux compartiments !**

Non seulement les roches de la falaise sont faillées mais **elles sont aussi plissées**. Et ces plis peuvent être observés à toutes les échelles !

▲ Plis



**Photo 6 : strate de « tuffite » plissée occupant toute la hauteur de la falaise**

plan de la stratification  
=  $S_0-S_1$

Est



Ouest

**Photo 7 : portion de falaise vue par la face Nord**

On remarque très bien sur la **photo 7** ci-dessus une succession de lits horizontaux alternativement gréseux brun-jaune et quartziques blancs.

Cette alternance est d'origine sédimentaire : elle définit la  $S_0-S_1$  ( $S_0$  = litage sédimentaire et  $S_1$  = schistosité de flux résultant de la diagenèse).

Mais dans un plan perpendiculaire au précédent , orienté Nord-Sud, les mêmes strates apparaissent nettement plissées ( **photo 8** ).

Nord



Sud

plan axial du pli =  
 $S_2$  naissante

**Photo 8 : même portion de falaise orientée Nord-Sud**

De belles charnières de plis sont visibles ; elles sont ouvertes. Les plis sont pentés vers le Nord ( = plongement Nord ) , le pendage de l'ordre de  $45^\circ$  ici (sur le cliché) et leurs axes orientés grossièrement Est-Ouest .

Cela suggère fortement un charriage de l'ensemble de la formation constituant la falaise de Sauveterre vers le Sud confirmé par les observations à plus petite échelle.

## Microtectonique

Si l'on va voir de plus près ces plis, on peut observer de belles figures de plissement, en particulier au niveau des lits de grès, roche la plus compétente.



Photo 9 : schistosité de crénulation de plan axial  $S_2$



## Interprétation de la photo 9

Légende :

$S_0$ - $S_1$  : plan de stratification = litage + schistosité de flux

Plan axial de la  $S_2$

Schistosité de fracture très fruste débitant les lits de grès en « microlithons » (elle dessine dans la charnière du pli ouvert un éventail convergent vers le cœur du pli) et schistosité de crénulation affectant ces mêmes lits de grès

En d'autres endroits, on peut aussi observer des figures de cisaillement.

Nord



Sud

Photo 10 : schistosité de crénulation de plan axial  $S_2$

### Interprétation de la photo 10

Légende :

$S_0$ - $S_1$  : plan de stratification = litage sédimentaire + schistosité de flux

Plan axial de la  $S_2$

Schistosité de fracture parallèle à  $S_2$  ; débit des lits de grès et de quartz en « microlithons »

Figures sigmoïdes (= plis dissymétriques) à l'intérieur de chaque microlithon

Surlignés en blanc, cristallisation de chlorite dans les plans de cisaillement = développement d'un litage métamorphique sur la schistosité de fracture (traits blancs)

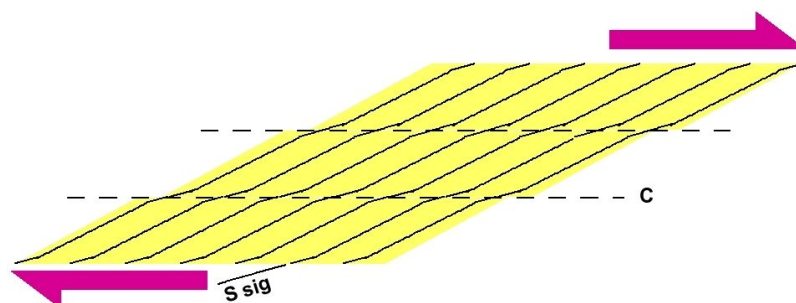
La déformation des lits en figures sigmoïdes (= plis dissymétriques) à l'intérieur de chaque microlithon est clairement un indice, un marqueur de cisaillement et confirme le déversement vers le Sud de l'ensemble de la formation de la falaise de Sauveterre).

## Bilan des observations de la falaise de Sauveterre

- Les roches de la falaise sont toutes plissées : plis à plongement Nord mais de pendage très variable d'un endroit à un autre.
- Les niveaux compétents montrent la superposition de deux plans d'anisotropie  $S_1$  et  $S_2$  :
  - une  $S_0$ - $S_1$  correspondant au litage sédimentaire ( $S_0$ ) et à la schistosité de flux ( $S_1$ ) due à la diagenèse ,
  - et une  $S_2$  naissante , très inclinée par rapport à la  $S_1$ , peu pénétrative ; la crénulation peut devenir dissymétrique et la dissolution le long des flancs des microplis induire une schistosité de fracture.

Mais dans tous les cas, la transposition de la  $S_0$ - $S_1$  dans la  $S_2$  n'est que partielle : elle est au **stade 4 du document 1** suivant.

- Les plis , à toutes les échelles, indiquent un déversement , un charriage vers le Sud avec cisaillements.
- En revanche, les niveaux pélitiques montrent une transposition plus complète. La foliation  $S_2$  est devenue la foliation dominante. Cependant, ces niveaux schisteux, même si leur chimisme le permet, ne présentent aucun minéral de métamorphisme caractéristique de l'entrée dans la mésozone (pas de porphyroblastes de grenat, de biotite, de chloritoïde...). **On a donc affaire simplement à des schistes à chlorite ou chlorito-schistes.**

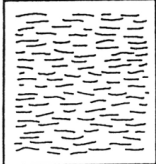
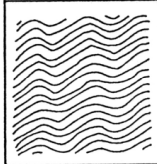
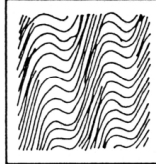
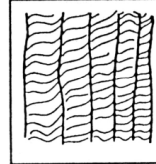
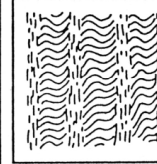
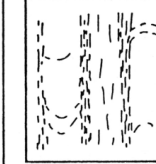
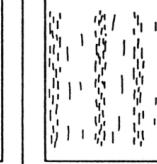
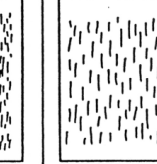


**Déformation par cisaillement pur**  
**C = plan de cisaillement ( = surface de discontinuité)**  
**S sig = schistosité sigmoïde**

# DOCUMENT 1

## Description de la transposition progressive de la $S_0$ - $S_1$ dans la $S_2$

(d'après Jean-Christian GOUJOU)

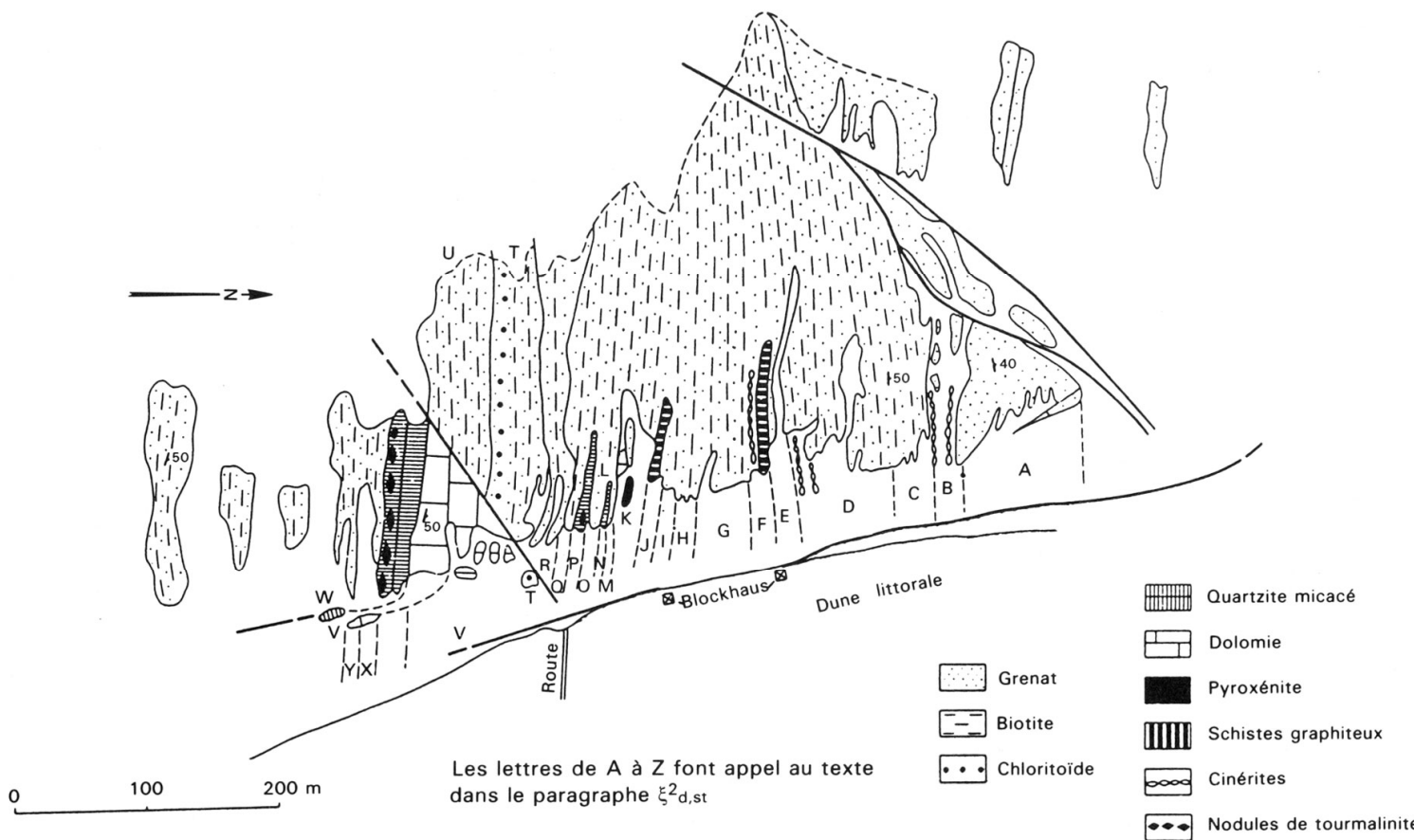
| Stade 1   | stade 2   | stade 3   | stade 4   | stade 5   | stade 6  | stade 7   | stade 8   |
|---|---|---|---|---|--|---|---|
|  |  |  |  |  |   |  |  |
| anisotropie<br>majeure: $S_0$ - $S_1$   | crénulation<br>de $S_0$ - $S_1$   | crénulation<br>asymétrique<br>de $S_0$ - $S_1$                                    | transposition<br>partielle<br>=   | anisotropie<br>majeure: $S_2$<br>cristallisations<br>dans les plans<br>de $S_2$   | intensification<br>des<br>cristallisations<br>microlithons de<br>$S_0$ - $S_1$ rares | disparition<br>totale des<br>microlithons<br>foliation                              | transposition<br>totale<br>=<br>foliation   |
|   |   | création de<br>plans de<br>faiblesse $S_2$<br>frustrés                            | schistosité de<br>crénulation $S_2$   |   |  |   |   |



## Arrêt 2 : Estran de Sauveterre

### Sédimentologie et minéralogie

En allant du Nord vers le Sud, on peut rencontrer les formations suivantes (voir **plan détaillé de l'estran** ci-dessous) :



## DOCUMENT 2

### Plan détaillé de l'estran de Sauveterre (d'après Mireille TERS)

- A. Schistes satinés gris-vert, en lits millimétriques alternativement plus quartzeux ou plus micacés. Des niveaux purement micacés (muscovite), épais de quelques millimètres, y sont intercalés. Ils sont boudinés et forment soit des lentilles de 1 à 2 m de longueur, soit des nodules de 5 à 6 cm égrenés en chapelet dans le plan de la foliation. La roche est criblée de petits **grenats spessartine** (2 à 7 mm), disséminés ou groupés.



**Photo 11 : schistes à grenat spessartine**



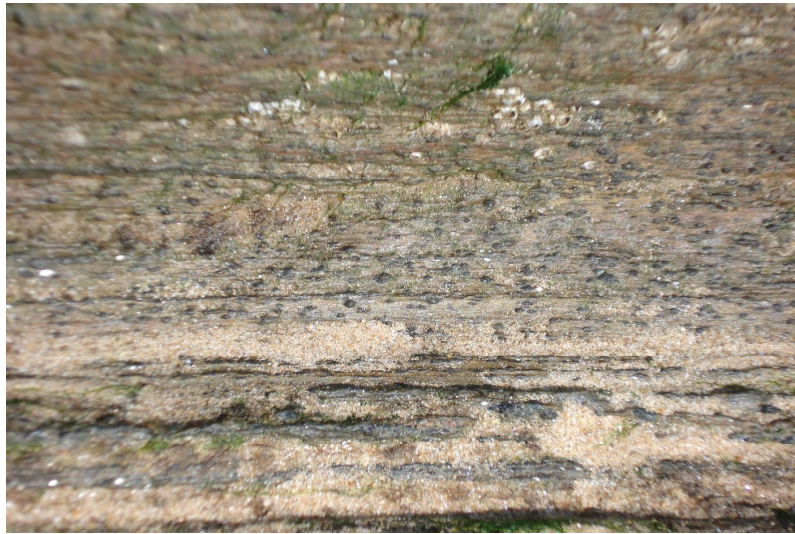
**Photo 12 (détail de la photo 13) : grenat spessartine**

- B. Grès schisteux, rouges ou jaunes, ferrugineux et micaschistes à muscovite ; on y observe des petits porphyroblastes de biotite de 1 mm. Ils comprennent une intercalation de 8 m de long et de 4 m de puissance, qui contient une dizaine de lits de cinérite bleutée ou violacée et boudinée en chapelets.



**Photo 13 : grès schisteux**

- C. Micaschistes à muscovite, gris perle, à porphyroblastes de biotite de 2 à 5 mm inégalement répartis. Ils comprennent des niveaux gréseux et une lentille de cinérite d'une longueur de 20 m.



**Photo 14 : porphyroblastes de biotite dans le micaschiste**

**L'isograde Biotite<sup>+</sup> a donc été franchi sur le terrain selon la réaction :**



**On est entré dans la mésozone (faciès amphibolite).**

- D. Grès micacés à biotite fine, incluant quatre lentilles de cinérite, en petits boudins de 10 à 30 cm de longueur.
- E. Micaschistes à muscovite brillants, avec de nombreux porphyroblastes de biotite.
- F. Schistes graphiteux, épais de 8 m, à biotite fine. La matrice de ces schistes est constituée de quartz chargé de matière graphiteuse. Les biotites sont nettement brunes, facilitant leur reconnaissance au microscope par leur pléochroïsme direct.
- G-H-I. Micaschistes gris-clair à porphyroblastes de biotite, grenat almandin-spessartine, staurotide et chlorite primaire. Ces minéraux index sont accompagnés de quartz, muscovite, rutile et ilménite. Ce sont ces micaschistes qui livrent le dernier assemblage minéralogique index sur la coupe des Sables d'Olonne à Sauveterre, pour les roches pélitiques : il est à *biotite - staurotide - chlorite ± grenat (Fe, Mn, Mg)*. La biotite clairement anté-S<sub>2</sub> est le plus ancien de ces minéraux. La chlorite est contemporaine de la foliation majeure, finement orientée, parallèle à S<sub>2</sub>. La staurotide a le caractère le plus tardif par rapport à S<sub>2</sub>.

**L'isograde Staurotide<sup>+</sup> a été franchi et selon la réaction :**



- J. Schistes noirs. Dans les niveaux très "argileux" (très altérés) un assemblage rare à *chlorite - staurotide - silicate d'alumine*, sans biotite, a été observé. Ce silicate d'alumine n'a pas été déterminé à cause de la mauvaise qualité des échantillons récoltés et de la difficulté à en obtenir une bonne lame mince. Il pourrait s'agir de disthène ou d'andalousite. Quel qu'il soit, ce qu'il est important de noter est qu'à ce stade de la coupe, entre Sauveterre et les Sables d'Olonne, ce silicate d'alumine n'est plus en équilibre avec la biotite, c'est-à-dire que l'on ne peut plus l'observer en contact direct avec la biotite.
- K. Lentille de pyroxénite à diopside et épidote, imprégnée de tourmaline. La dimension de cette lentille est d'environ 10 m sur 4 m de large.



**Photo 15 : lentille de pyroxénite - vue d'ensemble**



**Photo 16 : lentille de pyroxénite - vue de détail montrant l'aspect « corné » de la roche**

- L. Lentille de dolomie brune d'une dimension de 8 m sur 2 m .
- M. Schistes gris.
- N. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, identiques à P et à W.
- O. Micaschistes gris fer, à petits porphyroblastes de biotite.
- P. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, semblables à N et W, avec des nodules de tourmaline. Ces nodules noirs de 1 à 5 cm de longueur sont également nombreux au mur des marbres dolomitiques, en W. Ils sont effilés aux extrémités et pourvus de queues de quartz. Ces galets sont constitués de schorlite bleu-vert et de quartz. Les grenats almandin-spessartine peuvent être très nombreux. Avec la déformation majeure, ils ont donné naissance à des queues de cristallisations à quartz dans les ombres de pression.

Q. Schistes micacés à grenats.

R. Schistes gris fer pauvres en biotite.

T. Micaschistes à muscovite, à gros porphyroblastes de biotite et de chloritoïde (1 à 2 cm) et à petits cristaux automorphes de staurotide (+ quartz, ilménite et rutile). Le grenat almandin-spessartine est rare.



**Photo 17 : micaschiste à porphyroblastes de grenat , de chloritoïde et de biotite**

*L'isograde Chloritoïde <sup>+</sup> a été franchi selon la réaction :*

*staurotide + grenat ® chloritoïde*

U. Micaschistes à porphyroblastes de biotite.

V. Bancs de dolomie de 20 m de puissance .

W. Micaschistes en fines lamelles quartzo-micacées, identiques à N et P, à nombreuses amandes de tourmalinite et porphyroblastes de biotite, de staurotide et de grenat almandin-spessartine.



**Photo 18 : micaschiste à tourmaline, biotite et grenat**



**Photo 19 : amas de tourmalinite étirés en « boudin » et porphyroblastes de biotite**



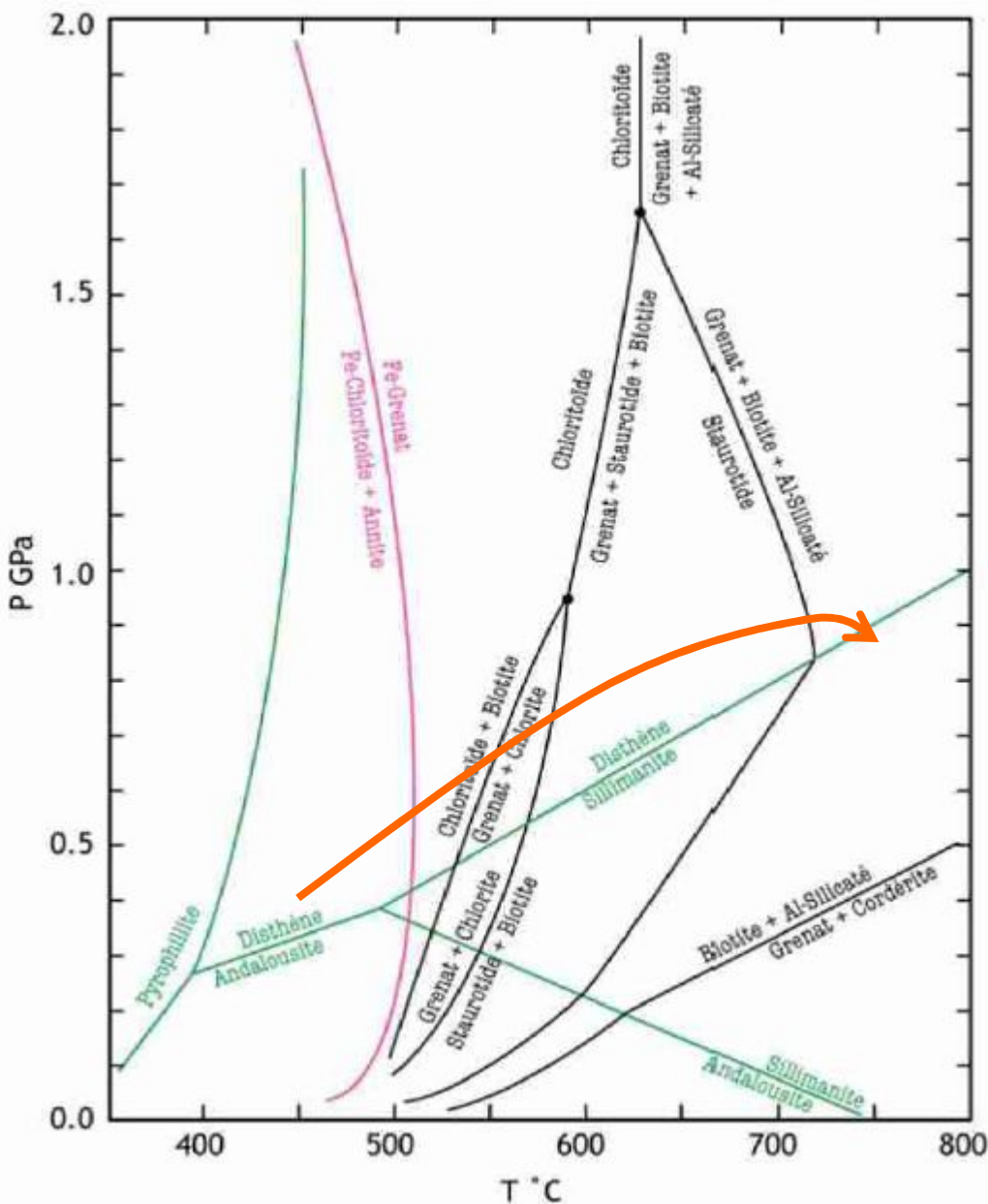
**Photo 20 : détail de la photo précédente**

X-Y-Z. Micaschistes à deux micas, à porphyroblastes de biotite, de staurotide, de grenat almandin-spessartine et rares chloritoïdes. Ces micaschistes sont semblables à ceux qui sont décrits en T.

# Bilan des observations sur l'estran de Sauveterre

L'estran présente donc un aspect complètement différent de celui de la falaise :

- ❑ Les roches de l'estran sont plus variées : pélites, grès, roches volcaniques basiques et acides, calcaires ...
- ❑ Elles sont toutes à plongement Nord comme celles de la falaise mais leur pendage est plus constant .
- ❑ La seule foliation qui y est observable correspond à la  $S_2$  . Il n'y a plus de trace de la  $S_0$ - $S_1$  . Les charnières de plis ne sont plus visibles. La transposition de la  $S_0$ - $S_1$  dans la  $S_2$  est par conséquent totale quelque soit la compétence de la roche . On est au **stade 8 du document 1** .
- ❑ Tous les niveaux pélitiques , car leur chimisme le permet , présentent des minéraux de métamorphisme caractéristiques de la mésozone (porphyroblastes de grenat ou de biotite ou de chloritoïde...) qui n'était pas atteinte dans la falaise (épizone).
- ❑ La répartition de ces minéraux de métamorphisme attestent d'autre part d'un gradient prograde vers le Sud de type barrowien – 35 à 40°C / km (les isogrades biotite<sup>+</sup> , staurolite<sup>+</sup> et chloritoïde<sup>+</sup> sont franchis sur l'estran même de Sauveterre ; les isogrades disthène<sup>+</sup> et sillimanite<sup>+</sup> le seront plus au Sud).
- ❑ Enfin, la plupart de ces minéraux sont étirés Est-Ouest (N110°) dans le plan de la  $S_2$ .



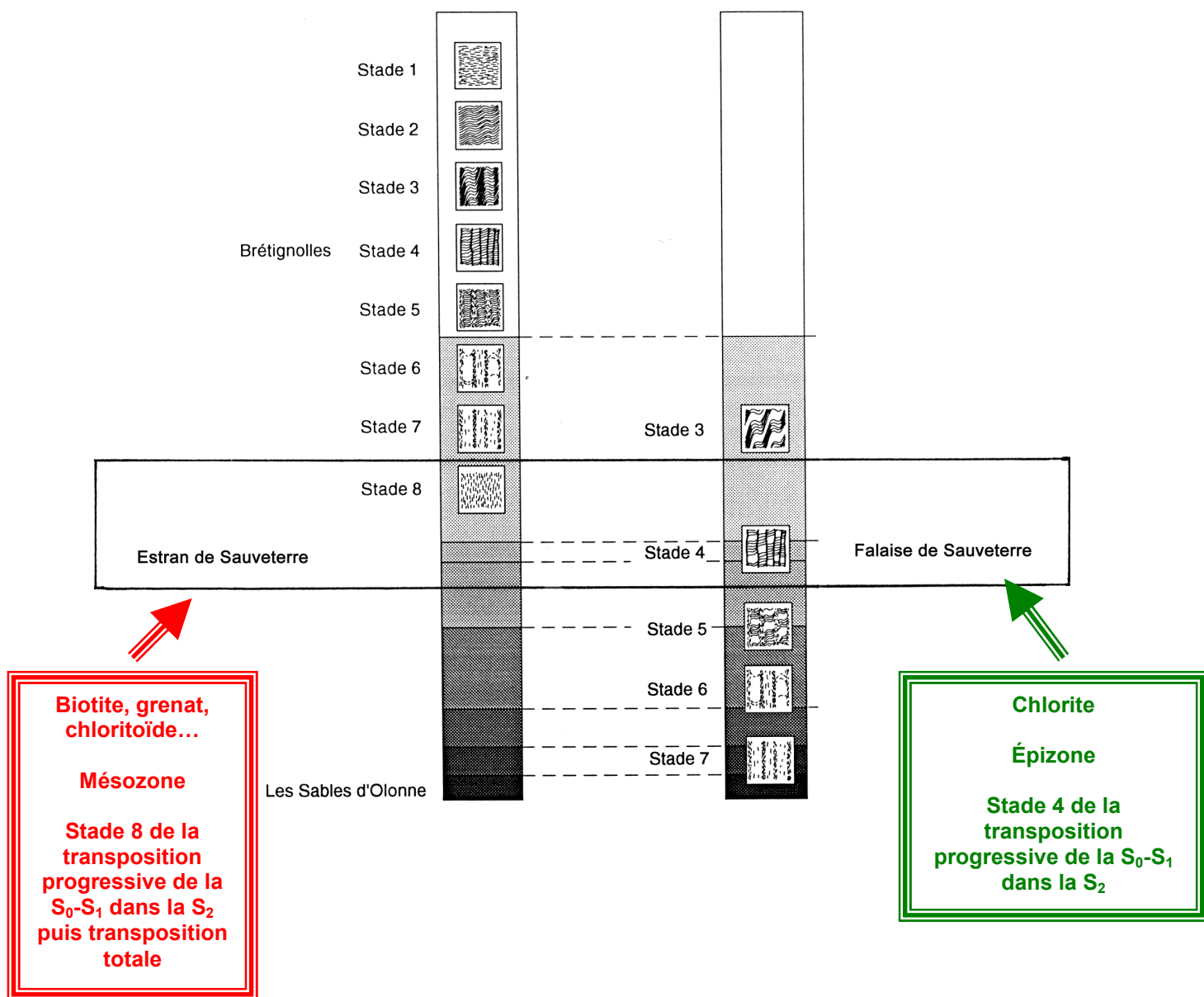
## Diagramme P-T

En orange, gradient métamorphique = droite qui joint tous les pics de  $T^\circ$ , c'est-à-dire toutes les extrémités des trajets progrades.

Le métamorphisme est de type barrowien : gradient géothermique moyen de l'ordre de 35 à 40°C / km.

**Problème :**

Comment peut-on alors expliquer les différences constatées entre la falaise et l'estran ?

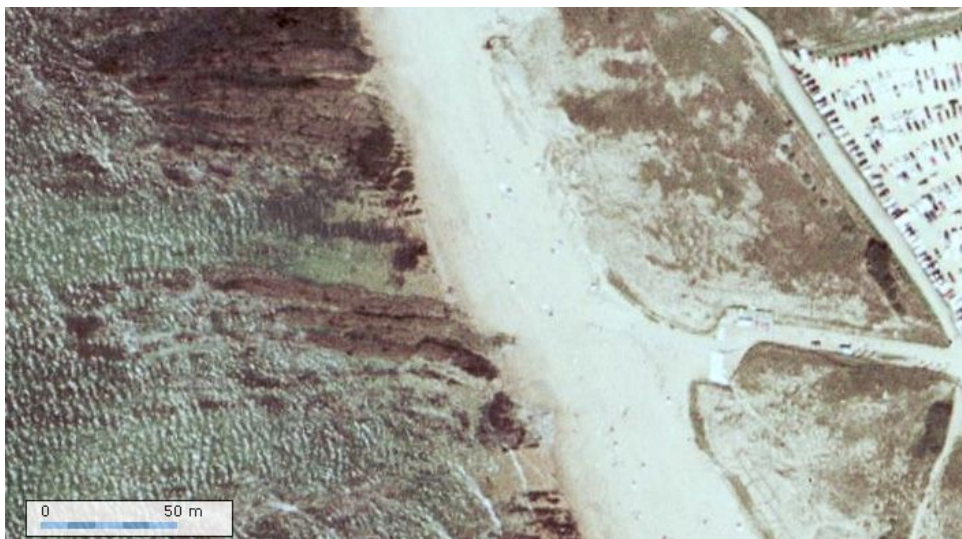




## Explication :



**Photo 21 : portion de l'estran de Sauveterre au niveau du débouché de la cale bétonnée (cliché Géoportail en vraies couleurs)**



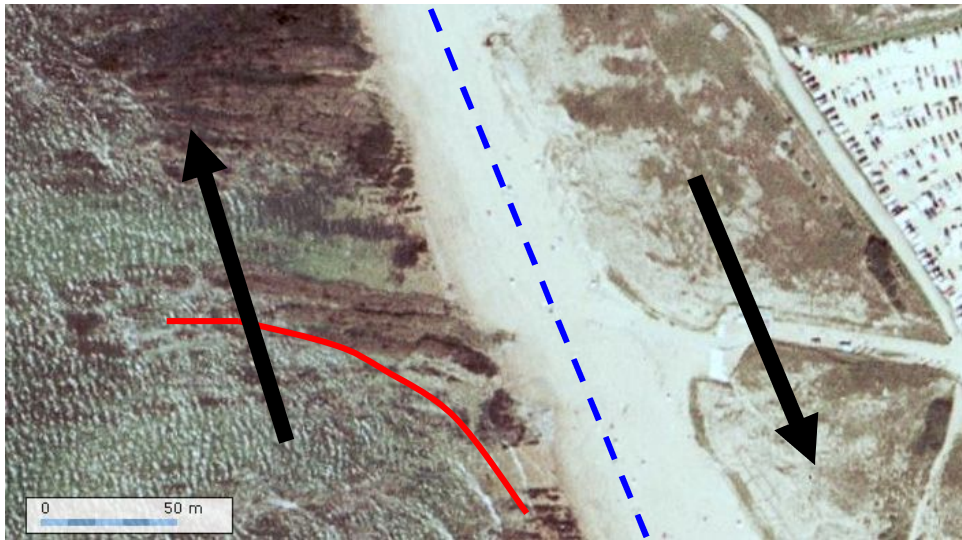
**Photo 22 : portion de l'estran de Sauveterre au niveau du débouché de la cale bétonnée (cliché Géoportail en fausses couleurs)**

On remarque sur la **photo 22** , et comme l'avait constaté et représenté M. TERS sur le **document 2** ci-dessus , que les affleurements de dolomie (V) situés en face du débouché de la cale dessinent une nette courbure vers le Sud quand ils abordent le sable de la plage.

En fait, **cette courbure n'est ni plus ni moins qu'un crochon de faille** mais à très grande échelle !

Falaise et estran de Sauveterre sont en effet séparés par une importante **faille verticale** , **sub-méridienne** , de direction **N160°**.

L'allure du crochon de faille dessiné par les dolomies permet de dire que le compartiment « estran » s'est déplacé vers le Nord et le compartiment « falaise » vers le Sud. **Le jeu de cette faille est donc dextre.**



### Schéma d'interprétation des photos 21 et 22

#### Légende :

*Courbure de l'affleurement de dolomie*

*Emplacement de la faille verticale et sub-méridienne à jeu dextre*

*Déplacement relatif des compartiments « estran » à gauche et « falaise » à droite de part et d'autre de la faille*

**Remarque** : cette faille de Sauveterre n'est en fait qu'une faille secondaire accompagnatrice de la faille principale des Sables d'Olonne.

#### Peut-on évaluer le rejet horizontal , le décrochement de cette faille ?

Consulter la carte géologique des Sables d'Olonne au 1/50 000<sup>ème</sup>

En longeant la côte vers le Sud, en direction des Sables d'Olonne, on constate que la formation de Sauveterre repose sur les orthogneiss des Sables d'Olonne (représentant le socle) au niveau de l'Anse de Chaillé où ces derniers sont d'ailleurs affectés par l'anatexie.

Pour retrouver ce même contact mais à l'Est de la faille des Sables d'Olonne, il faut aller jusqu'à la Pointe de Péruse, près du Lac de tanchet soit 3-4 km plus au Sud par rapport à l'Anse de Chaillé.

**La valeur du décrochement cumulé est donc de l'ordre de 3- 4 km.**

#### Conclusion :

**Cela signifie donc que les roches qui affleurent aujourd'hui au niveau de la falaise de Sauveterre se trouvaient , avant le jeu de la faille, 3- 4 km au maximum au Nord de Sauveterre, c'est-à-dire légèrement au Sud du Havre de la Gachère où malheureusement , elles n'affleurent pas parce qu'elles sont cachées par la dune mais aussi effondrées en grabens et recouvertes de Lias !**

## Intérêt de l'étude de la falaise de Sauveterre

Les roches de la falaise de Sauveterre viennent par conséquent , si l'on peut dire, « combler un vide » entre la formation Cambrienne de Sauveterre et la formation du Wenlockien (Silurien inférieur) de Brétignolles-sur-Mer.

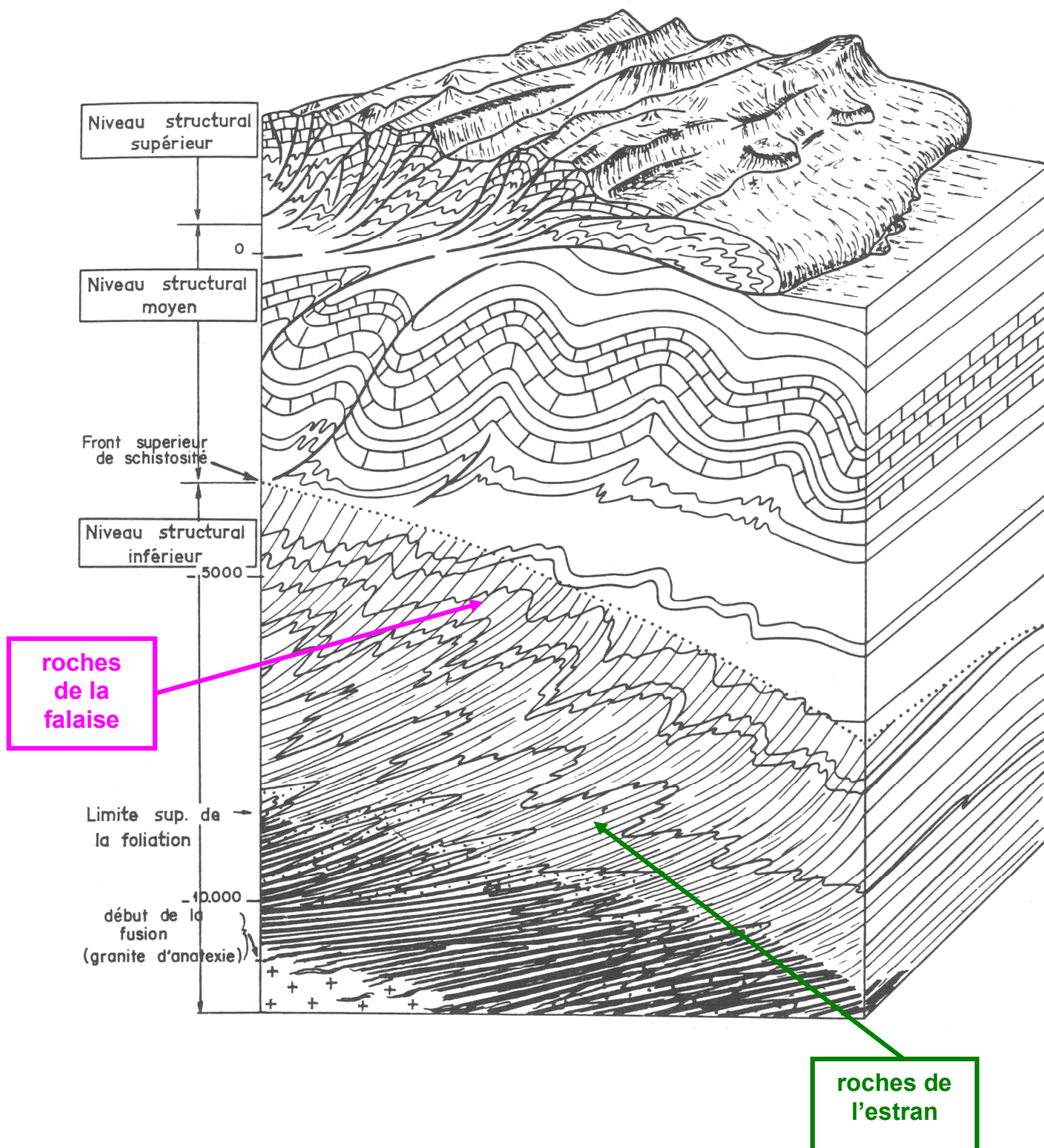
**Les roches de la falaise de Sauveterre, de métamorphisme épizonal et normalement, originellement, plus septentrionales que celles de l'estran de Sauveterre représentent en fait le sommet de la formation métamorphique de Sauveterre, plus jeune (ordovicien inférieur ?) et moins métamorphique.**

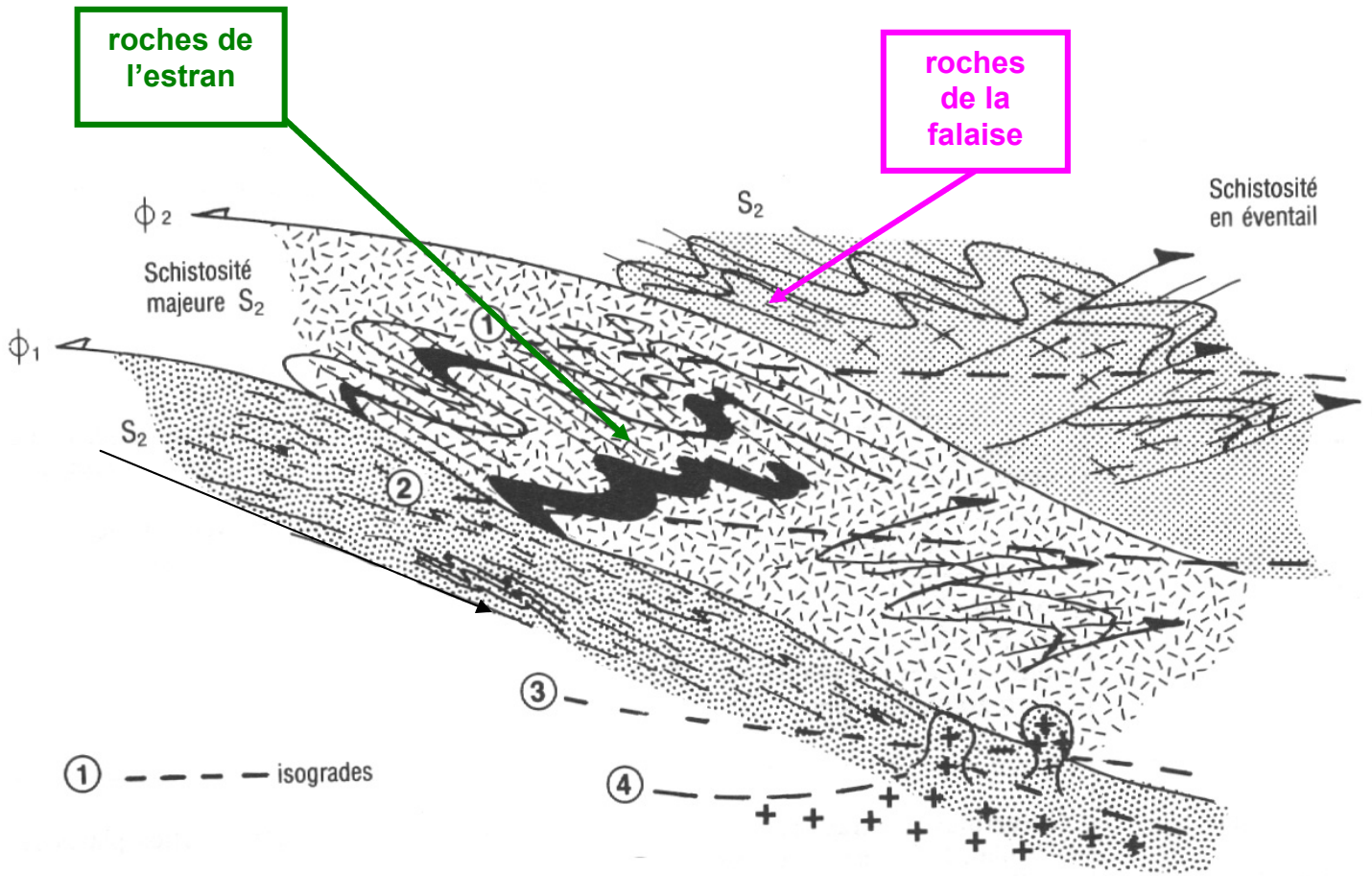
## Peut-on évaluer l' âge de la faille de Sauveterre ?

Cette faille coupe au Nord du Havre de la Gachère , près de Brétignolles-sur-mer , le massif rhyolitique de Saint-Martin-de-Brem qui a été daté de la fin du Carbonifère, très précisément du Stéphanien (~ 300 Ma).

**Les failles de Sauveterre et des Sables d'Olonne sont donc post-stéphaniennes.** Elles doivent être contemporaines de toutes les failles qui ont affecté le littoral vendéen lors du rifting du Golfe de Biscaye et qui l' ont découpé entre Brétignolles-sur-Mer et Longeville en petits horsts et grabens disposés en touches de piano.

# Synthèse des deux premiers arrêts de Sauveterre





## Arrêt 3 : Anse de Chaillé

En allant vers la Chaume, à l'Anse de Chaillé, on rencontre deux ensembles superposés :

- les orthogneiss clairs plissotés des Sables d'Olonne (ou de La Chaume) qui affleurent surtout au Sud de l'Anse ,
- surmontés par les paragneiss sombres à biotite dominante sur sa bordure Nord, gneiss qui renferment du grenat, de la sillimanite et du feldspath potassique.

A la limite de ces deux formations , on a plusieurs passages de gneiss « oeilés » coupés par des filons d'aplite ou de pegmatite : les feldspaths de plus ou moins grande taille forment des yeux en amande allongés dans la foliation Est-Ouest à plongement Nord comme on l'a déjà observé pour les grenats, les biotites et les chloritoïdes sur l'estran de Sauveterre.

Le point important à noter ici est que l'orthogneiss des sables d'Olonne a atteint des conditions de pression et de température suffisantes pour commencer à fondre et donner des migmatites.

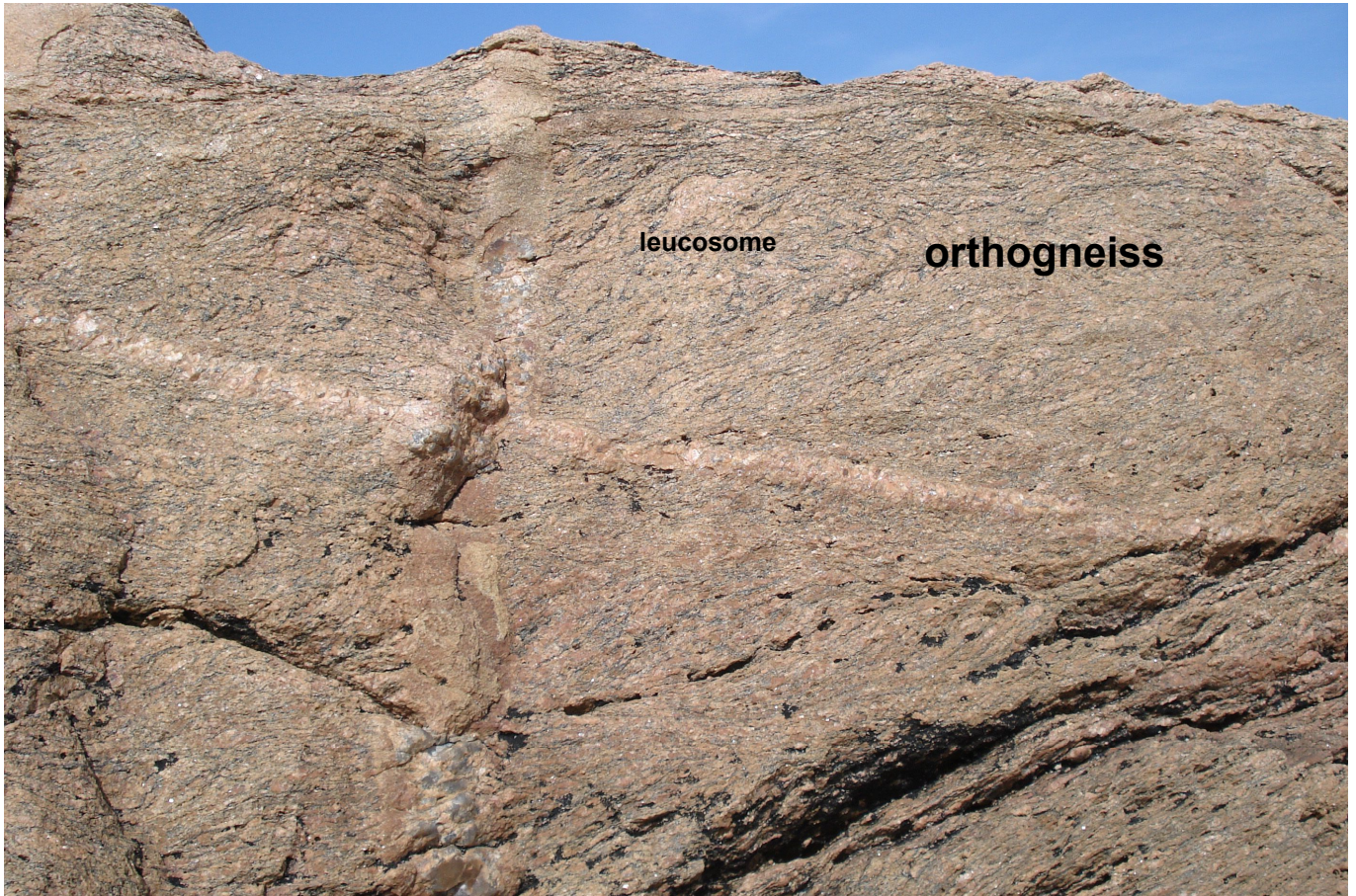
### Rappels :

- Le protholithe de cet orthogneiss est un granite qui a été daté de 615 Ma donc briovérien.
- L'orthogneissification de ce protolithe granitique des Sables d'Olonne ainsi que son anatexie ont eu lieu à  $388 \pm 3,2$  Ma donc au Dévonien moyen.

L'effet de la fusion partielle se fait sentir par quatre principaux phénomènes :

- d'abord, la foliation de l'orthogneiss se plisse et s'estompe, la plasticité de la roche augmente ;
- puis lorsque la fusion partielle débute, elle affecte surtout les lits quartzo-feldspathiques de l'orthogneiss : ainsi se forme le leucosome d'épaisseur centimétrique, les parties gneissiques toujours foliées (feuilletés de l'ordre du mm) constituant le paléosome. Dans ces métatexites litées ou stromatiques, le leucosome concordant par rapport à la foliation présente toujours une taille de grain plus grande que celle du paléosome ; il est bordé de plus par un mélanosome souvent riche en biotite, minéral plus réfractaire à la fusion.
- la fusion se poursuivant , le liquide granitique s'extrait de son protolithe, migre alors vers le haut en empruntant les fractures, les zones de faiblesse de la roche. L'accumulation du liquide magmatique dans les zones de cisaillement illustre de façon spectaculaire le rôle de ces déformations. Dans ces zones de cisaillement, le liquide collecté cristallise lentement sur place, donnant de nombreux amas de roche granitique à gros cristaux (pegmatites). Le leucosome envahit ainsi progressivement l'orthogneiss.
- lorsqu'enfin le taux de fusion devient important , c'est même un véritable magma granitique qui « monte » et cristallise. C'est ce qu'on peut voir au Sud immédiat de l'Anse de Chaillé : un véritable granite d'anatexie identique à celui que l'on peut observer 3-4 km plus au Sud au Puits d'Enfer. Le magma peut ensuite alimenter tout un réseau de filons de roches granitiques (aplite et pegmatite) qui lacèrent les terrains sus-jacents : ici, les formations gneissiques situées au Nord de l'Anse de Chaillé.

# Sud de l'Anse de Chaillé





Les 3 photos précédentes montrent l'apparition de zones de cisaillement dans l'orthogneiss rose des Sables d'Olonne. Au niveau de ces zones, la foliation se désorganise, les charnières ne sont plus visibles et la fusion débute comme l'atteste la formation de leucosomes à leur niveau.



**Illustration du comportement devenu plastique de l'orthogneiss.**





**Filon de leucosome sécant par rapport à la foliation de l'orthogneiss.**



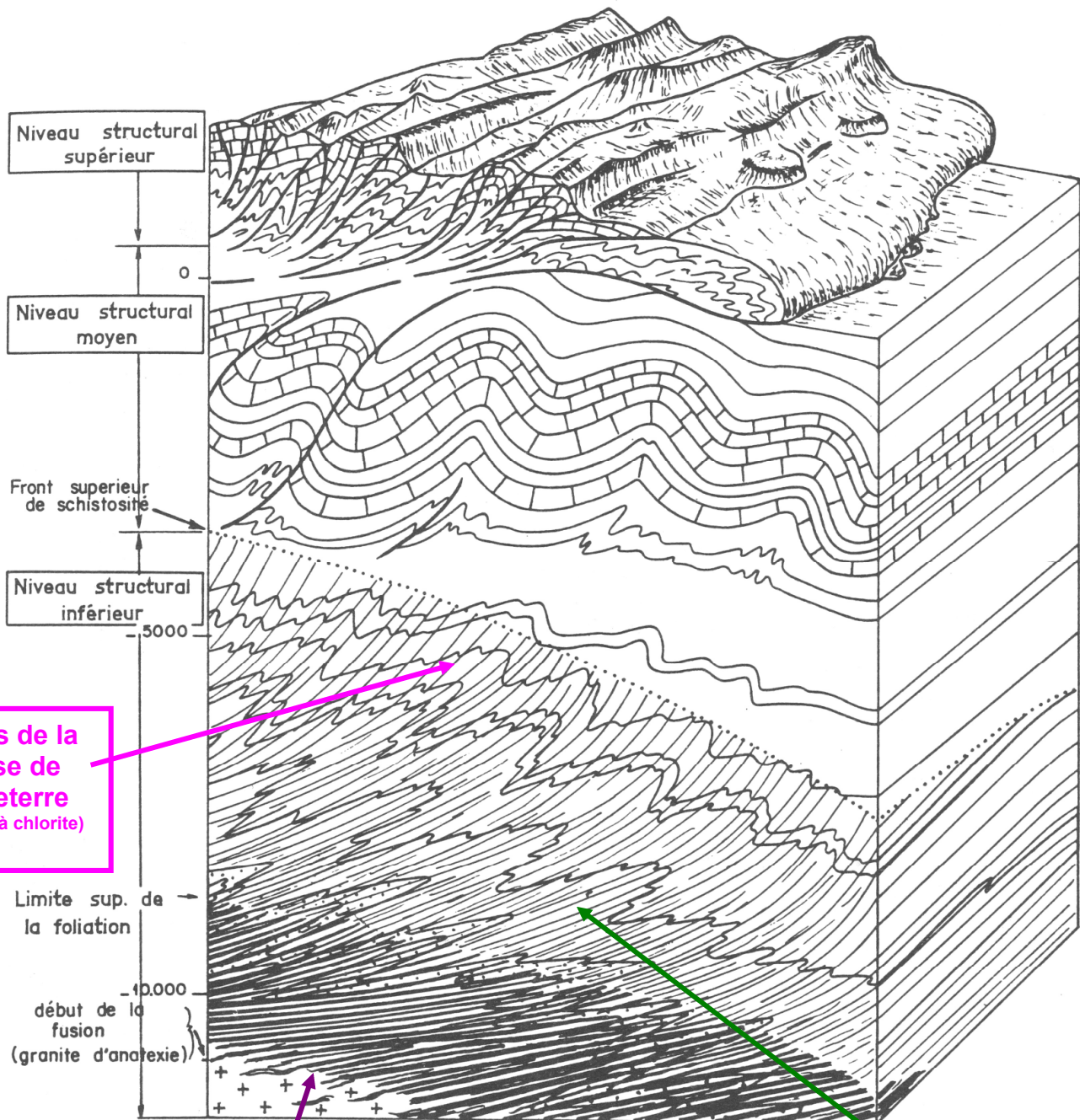
**« Envahissement » de l'orthogneiss par le granite d'anatexie.**

# Nord de l'Anse de Chaillé



Les nombreux filons d'aplite et de pegmatite dans les gneiss œillés roses ou gris peuvent être l'occasion de datations relatives !

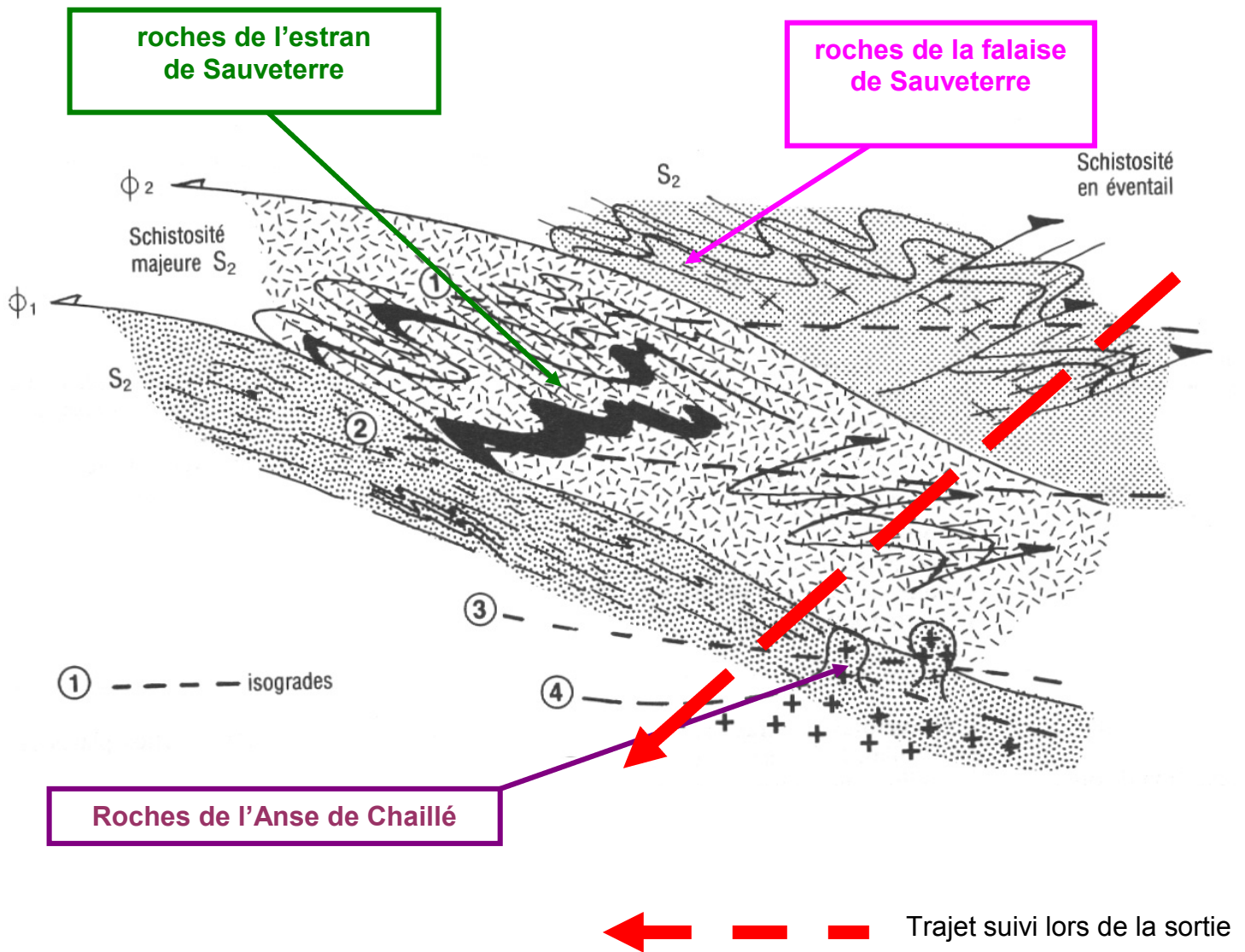
# Synthèse finale après les trois arrêts



roches de la falaise de Sauveterre (schistes à chlorite)

Roches de l'Anse de Chaillé (orthogneiss et paragneiss à sillimanite et feldspath - Début de l'anatexie)

roches de l'estran de Sauveterre (micaschistes à biotite, grenat...)



Au Cambrien et au tout début de l'Ordovicien, les sédiments fins de la formation de Sauveterre se déposent dans un bassin subsident (en domaine de plate-forme sur croûte continentale) situé en bordure Nord du Gondwana. Ils proviennent de l'érosion de reliefs plus anciens, d'âge Cadomien et très certainement, du domaine de l'anticlinal des Sables d'Olonne - Île d'Yeu qui devait être alors émergé (rappel : magmatisme à l'origine du protolithe des orthogneiss des Sables d'Olonne daté de 615 Ma) .

Dès le Cambrien moyen, cette marge Nord du Gondwana est soumise à des forces de divergence comme l'attestent les nombreux filons de tuffites rhyolitiques et de pyroxénites basiques interstratifiés dans la formation de Sauveterre. Un tel volcanisme bimodal est en effet caractéristique d'une distension crustale : la croûte continentale étant étirée donc amincie, cela entraîne une remontée des isothermes qui induit une fusion partielle de la base de la croûte continentale, voire du manteau lithosphérique .

Cette distension crustale va se poursuivre jusqu'à l'Ordovicien moyen. A la limite Ordovicien moyen – Ordovicien supérieur, la croûte continentale finit par se déchirer. Un océan apparaît : l'Océan Médio-européen ou Centralien et une micro-plaque se détache du Gondwana : la micro-plaque Armorica.

Cet océan s'élargit ensuite à la fin de l'Ordovicien et au Silurien inférieur.

## Remarques :

Aujourd'hui , il a complètement disparu mais les éclogites des Essarts en sont des reliques. Cela implique que tout ce qui est au Nord-Est du complexe des Essarts (Synclinorium de Chantonnay, Haut-Bocage vendéen ) appartient à la plaque Armorica et que tout ce qui se trouve au Sud-Est du même complexe soit le Bas-Bocage et la Vendée littorale appartient au Gondwana.

Alors comment la formation de Sauveterre a-t-elle été métamorphisée et comment l'Océan Centralien a-t-il disparu ?

Tout est lié ! On admet que la disparition de l'Océan Centralien a débuté à la limite Silurien – Dévonien par subduction . Mais cette subduction de la croûte océanique a entraîné aussi celle de la marge Sud de l'Océan Centralien , c'est-à-dire le Bas-Bocage et la Vendée littorale .

Bas-Bocage et Vendée littorale ont été alors métamorphisés au Givétien (Dévonien moyen) vers 388 Ma : métamorphisme de MT-MP de type barrowien et anatexie avant d'être exhumés en nappes au cours de la collision à la limite Dévonien – Dinantien et subir un rétrométamorphisme dans le faciès « schistes verts » .