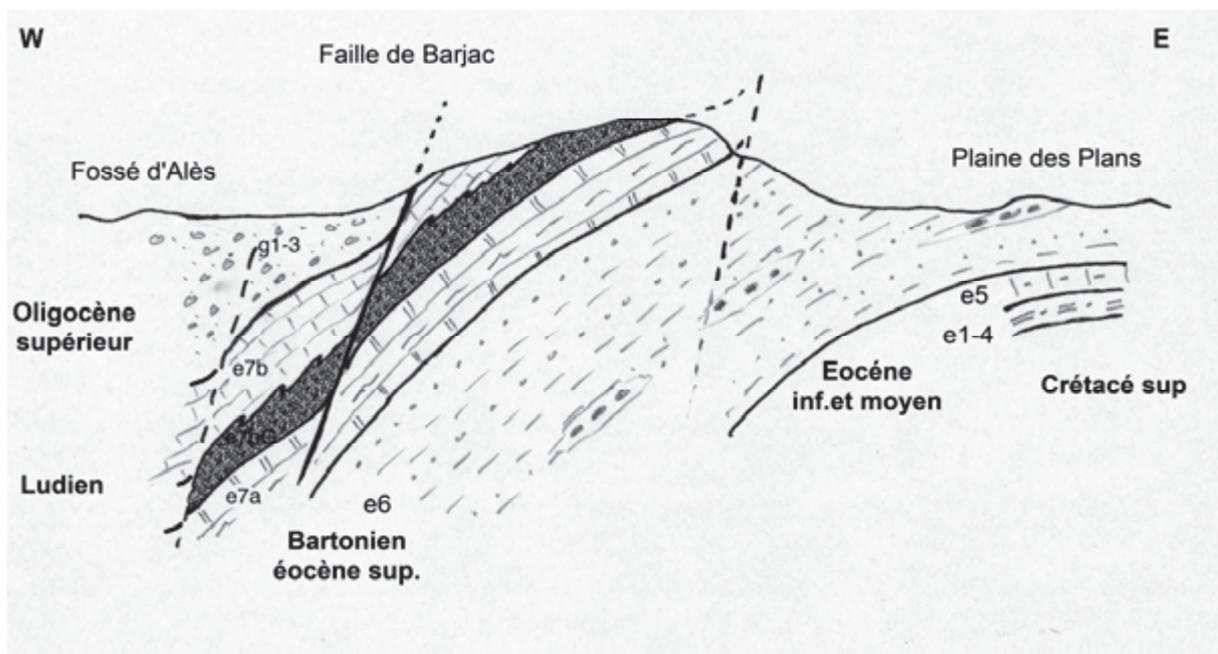


ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS ET DE SA RÉGION

BULLETIN N°82

Novembre 2011



Association Géologique
d'Alès et de sa Région
6, Avenue de Clavières
30319 Alès Cedex
<http://www.geolales.net>
contact@geolales.net



**ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS
ET DE SA RÉGION**

BULLETIN N°82

Novembre 2011

SOMMAIRE

Editorial

Jean-Pierre ROLLEY

Compte rendu de nos activités

- **Samedi 12/02/2011** : Le col d'Uglas Jean-Paul Jehl
- **Samedi 19/03** : Bordure est du fossé d'Alès entre Célas et le Mas Chabert Robert Guin
- **Dimanche 17/04** : Le Crétacé supérieur de la bordure rhodanienne JP Rolley
- **Dimanche 15/05** : à la recherche des cipolins de l'Aigoual Robert Guin
- **Dimanche 26/6** : les granites du Mont Lozère E Touraud et JP Bouvier

Rubrique scientifique

le séisme de Barjac du 03/08/2011 les réponses de Laurent Bollinger
laboratoire CEA/DASE/SLDG

Documents pédagogiques sur les séismes
l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg

ÉDITORIAL

Agariennes, agariens, bonjour,

Avec beaucoup de retard, voici le deuxième et dernier bulletin 2011. En effet n'ayant pas fait de voyage au mois de juin il n'y aura pas le traditionnel bulletin qui racontait nos exploits lointains.

Vous trouverez donc, dans les pages qui suivent, les compte rendus de nos sorties de février à juin.

La rubrique scientifique sera réservée à un exposé sur le séisme de Barjac, avec une série de questions et les réponses de Monsieur Laurent Bollinger, du laboratoire CEA/DASE.

Cet article est suivi, pour celles et ceux qui veulent en savoir plus, d'un ensemble de documents pédagogiques de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg.

2012 sera l'année de notre trentième anniversaire. Je lance donc un appel à toutes et à tous pour proposer des animations susceptibles de nous permettre de fêter dignement cet événement.

En vous souhaitant une bonne lecture

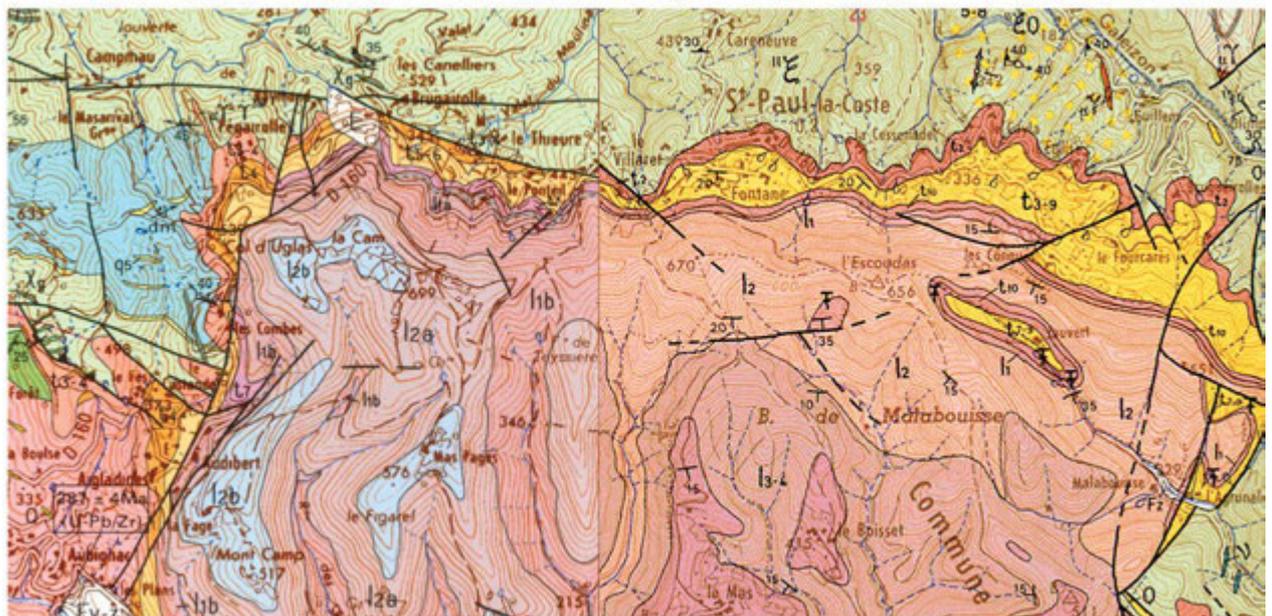
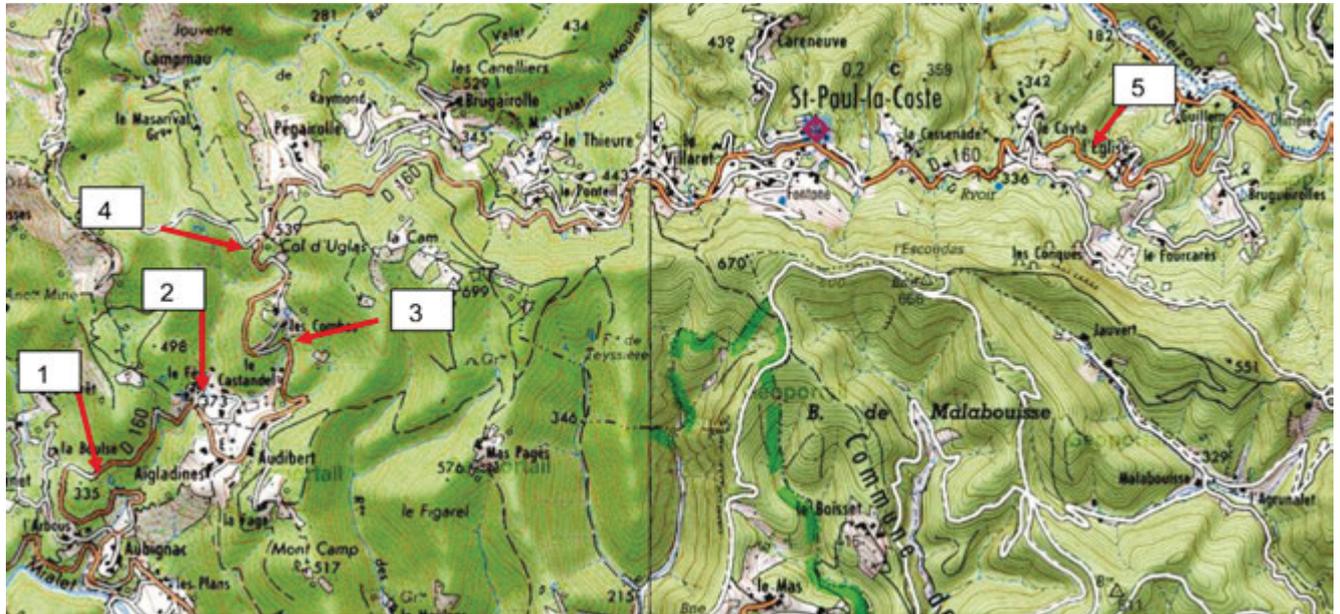
Jean-Pierre Rolley

Nous apprenons le décès, le 19/11, de notre ami et fidèle compagnon **Pierre MEDDA**. Que sa famille et tous les siens soient assurés de nos sincères condoléances et de notre profonde tristesse.

COMPTE RENDU DE NOS ACTIVITÉS

Sortie du Samedi 12/02/2011 :

Le col d'Uglas



Carte topographique (IGN) et carte géologique (BRGM) à la même échelle

Sortie du **Samedi 12/02/2011** :

Le col d'Uglas

Pour cette première sortie de l'année, le ciel est avec nous et nous accorde un après-midi ensoleillé, sans vent et à la température quasi printanière. Nous sommes une bonne quinzaine à nous retrouver devant l'EMA. Comme d'habitude JP Rolley nous distribue les extraits de carte préparés pour la sortie et précise le trajet, puis nous nous regroupons dans les voitures et c'est le départ vers le col d'Uglas.

Nous quittons Alès par la route de Mende en longeant le Gardon, puis rapidement nous tournons à gauche en direction de St-Paul-la-Coste. Au début la route longe le Galézon, affluent du Gardon. Puis nous traversons St-Paul, atteignons le col d'Uglas et poursuivons notre trajet sur cette petite route cévenole, étroite et sinueuse, jusqu'au premier point d'observation. La particularité de cet itinéraire, c'est que nous n'effectuons pas un circuit, mais un aller-retour sur la même et seule route. Ainsi les arrêts suivants auront lieu sur des sites croisés à l'aller.

Premier arrêt. *Granite du Liron.*

L'endroit est assez grand pour garer les voitures, et nos amis Agariens venant de St-Jean-du-Gard nous retrouvent rapidement.



Nous sommes en présence d'une falaise, bordant la route, constituée d'arènes granitiques que l'érosion a respectées, ce qui est rare sur le côté Sud. D'ailleurs un lézard s'y promène tranquillement profitant du soleil. On peut voir dans cette arène bien conservée un filon injecté constitué de roches microgrenues, ou microlithiques. En général c'est de l'aplite ou des pegmatites, ici complètement érodée.

Sur un gros échantillon, ramené par Denis, on a une brèche de filon aux éléments très altérés. Quand on voit deux couleurs d'altération, cela signifie que les minéraux d'origine ont des compositions chimiques différentes. Les feldspaths calcosodiques s'altèrent en vert, et les feldspaths potassiques en rose-rouge.

JC Lahondère nous fait remarquer que le granite était affecté de fractures verticales. Le filon, constitué du dernier « jus » aplitique, est parallèle aux fractures et a bénéficié de la direction des fractures.

Deuxième arrêt. *Conglomérats.*

On remonte jusqu'au hameau des Aiglades pour observer un conglomérat, constitué de petits galets plus ou moins roulés. Ce conglomérat s'est formé à une courte distance du granite d'origine, car il y a des feldspaths dans la roche sédimentaire. Le massif granitique (du Liron) date de l'orogénèse hercynienne et a subi une importante érosion.

En contrebas, on aperçoit le granite à grands cristaux de feldspath directement surmonté par du conglomérat à feldspath. Une petite faille a basculé les niveaux, et le cours d'eau qui circule en bas suit le tracé de la faille.

A gauche de la route, juste avant le pont, en remontant le sentier, on rentre dans les niveaux carbonatés de dolomies ou calcaires dolomitiques. On y distingue un miroir de faille. Nous nous trouvons dans le Trias de base qui surmonte directement le granite. Comme souvent dans la région il y a lacune du Permien.

On poursuit en franchissant le pont qui enjambe le cours d'eau et on voit des bancs quasi horizontaux de calcaires dolomitiques du Trias Muschelkalk.

Un peu plus loin, une haute terrasse Quaternaire de galets est visible, mais non signalée sur la carte géologique. Les quatre premiers arrêts de cette sortie se situent sur la feuille toute récente de St-André-de-Valborgne sur laquelle les terrains récents ne sont volontairement pas figurés.

Troisième arrêt. *Ripple marks.*

Un peu de route, et nous voici admiratifs et intrigués devant des dalles redressées de calcaire dolomitique foncé du Lias. Ces dalles présentent des ondulations bien marquées. Non, ce n'est pas un trouble de la vue dû à un excès de boisson ou à une dégénérescence maculaire liée à l'âge, mais de belles marques de rides dues à des mouvements d'eau sur des sédiments meubles. En langue géologique française et en anglais on les appelle des ripple marks.

On peut avoir des rides de courant ou des rides de marée. Celles de courant sont dissymétriques, et celles de marées symétriques, ce qui est le cas ici. Il devait y avoir des chenaux dans cette mer avec battements de marées. Sur l'extrémité de la dalle on distingue des polypiers. Donc c'était une mer chaude et peu profonde.



Surface de banc à ripple marks (photo JP Bouvier)



Polypiers (photo JP Bouvier)

Quatrième arrêt. Col d'Uglas (539m).

Nouveau saut de puce en voiture et l'on se retrouve dans des roches métamorphiques, des micaschistes à amandes de quartz. L'altération des roches provoque une rubéfaction, quelques minéraux sont très altérés. Dans les amandes de quartz il y a de la tourmaline.

Puis on constate un contact au dessus des schistes, c'est un conglomérat avec petits inter lits de marnes. On l'appelle conglomérat de base, car c'est un nouveau cycle sédimentaire qui commence par un conglomérat qui provient de l'érosion de la roche existante. Ici, sur les schistes des Cévennes, on a le même type de sédimentation que celui que l'on a vu sur le granite. Ici aussi manque le Permien.

Le conglomérat de base est surmonté par du grès, lui-même recouvert par des dolomies. On reconnaît la dolomie car, frappée avec un marteau, elle fait de la poudre et non des éclats. Parfois on sent une odeur d'ail.



Bouvier)

C'est une séquence très rapide. En effet, ici, le Trias inférieur est très réduit, parce que l'on est sur un point haut, un seuil.

A la surface des bancs de dolomies on a une petite couche de couleur différente. Ce sont des encroûtements qui contiennent du fer, de la blende et de la barytine. On est sur un haut fond et toute la région est riche en ces éléments.

Le Lias recouvre le sommet de cette série très condensée.

Contact conglomérat dolomie (photo JP

Cinquième arrêt. Karst et ripple marks.

Avec ce dernier arrêt nous sommes arrivés au-delà de St-Paul-la-Coste au niveau d'une ancienne carrière, de dimension réduite, entre les hameaux de La Cayla et de L'Eglise. Nous sommes maintenant sur la carte géologique d'Alès, et d'après cette carte le tracé de la route se superpose à l'affleurement triasique des grès inférieurs t_2 . Côté nord de la route, se trouvent les schistes des Cévennes, et côté sud le Trias indifférencié t_{3-9} , surmonté par le Lias.

Au bord de la route (côté sédimentaire) les couches sont horizontales, avec de nouveau des ripple marks bien visibles contenant de petites boules d'algues.

On se déplace de quelques mètres jusque dans l'ancienne carrière. Sur le fond, les parois verticales calcaréo-dolomitiques présentent des cavités et des fentes karstiques avec remplissage d'argile jaune.

Par endroits dans la carrière on observe également des blocs de cargneule.

Et c'est ici que se termine cette sortie qui nous a permis de découvrir un Trias très condensé, reposant directement sur le socle cristallin, granitique ou métamorphique, surmonté par le Lias inférieur (Hettangien).



Surface de banc à ripple marks
(photo JP Bouvier)



Galets dans une cavité
karstique (photo JP Bouvier)

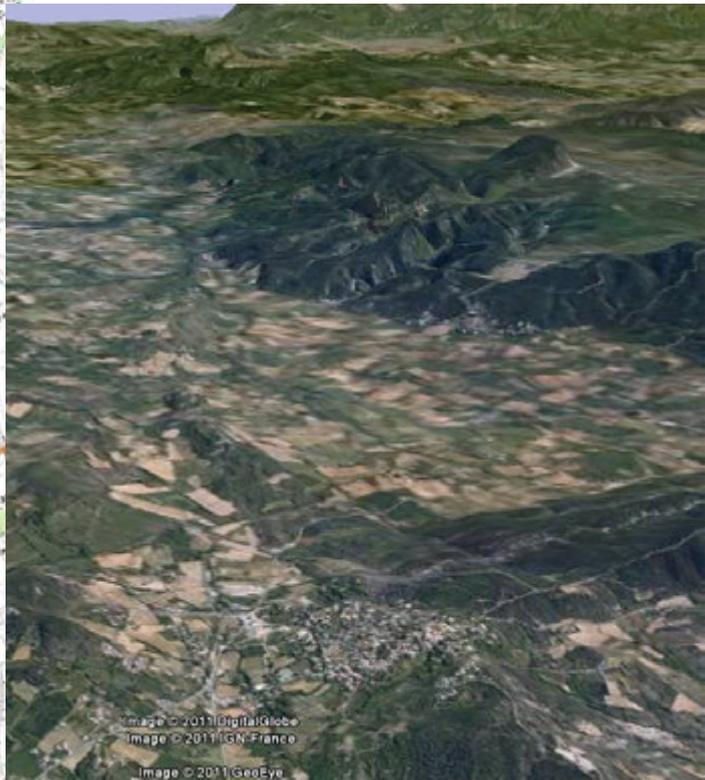
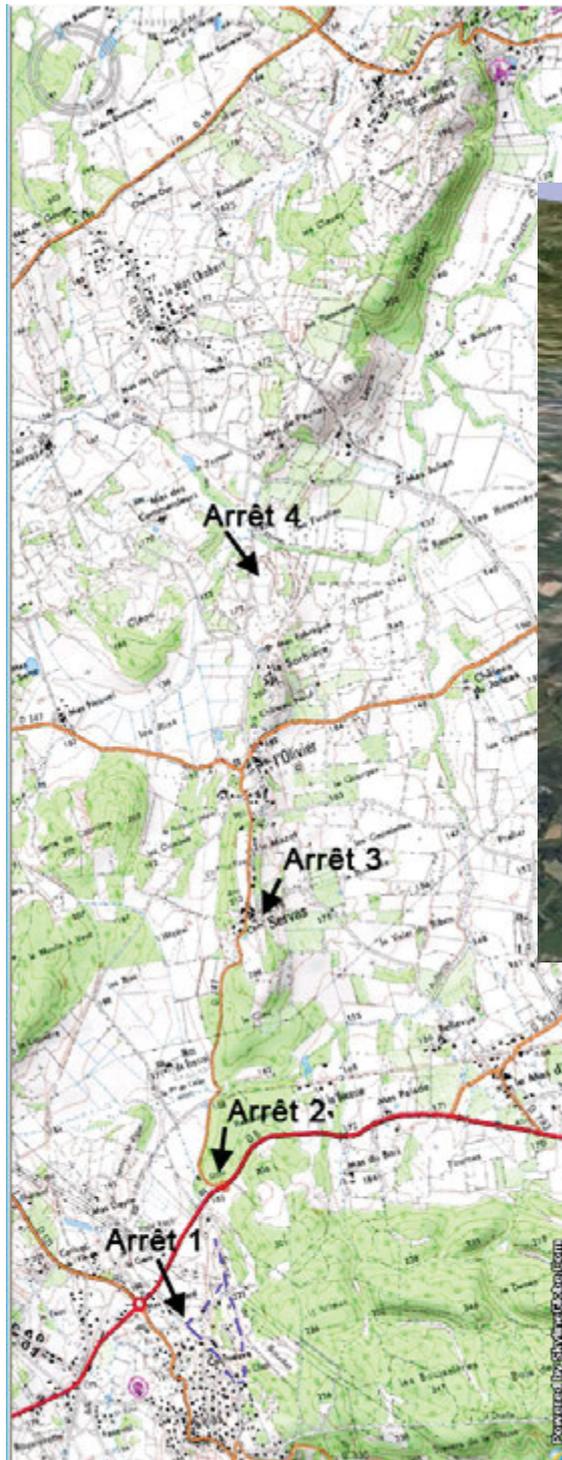


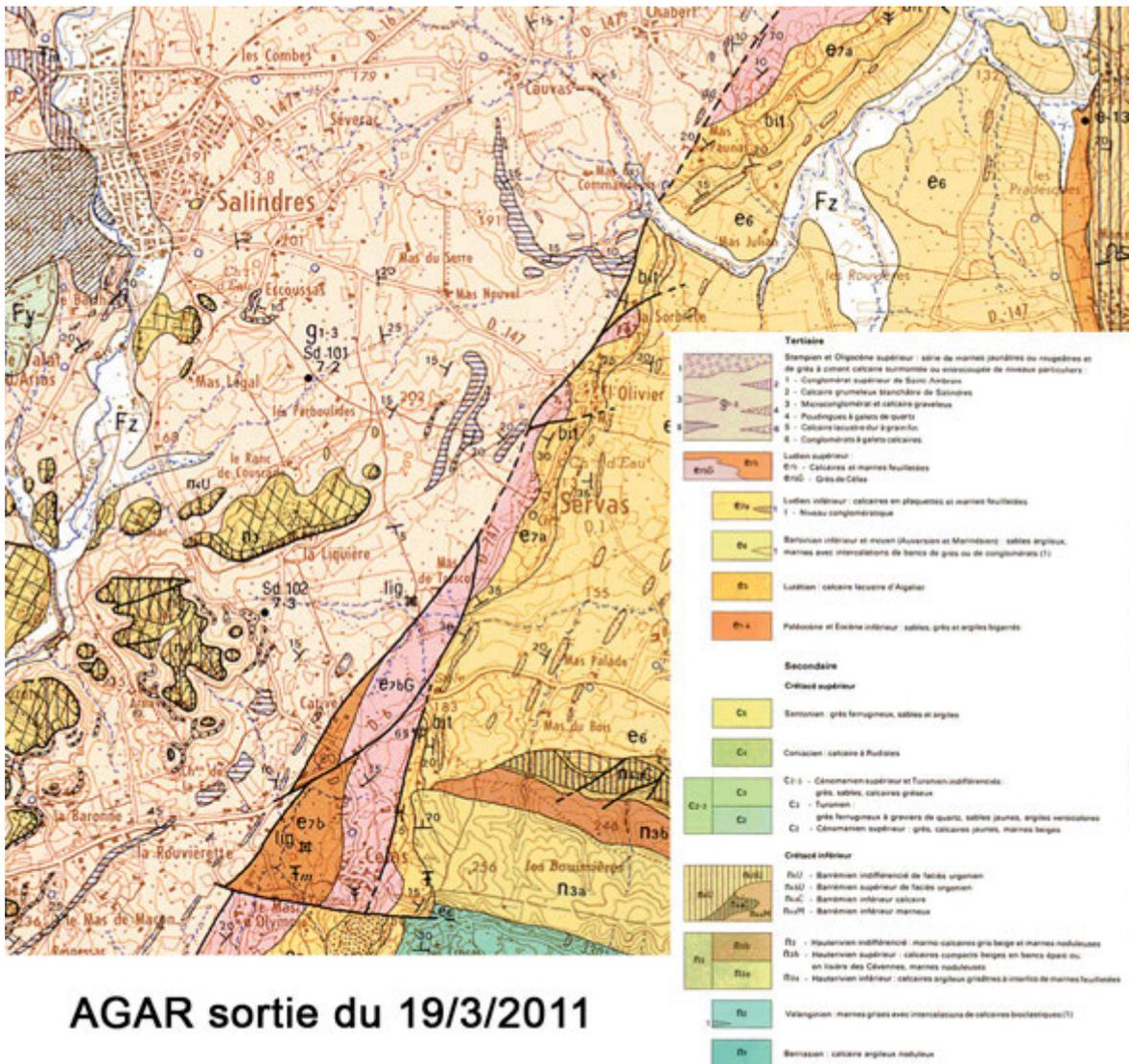
Cargneule
(photo JP Bouvier)

Jean-Paul Jehl

Sortie du samedi 19/03/11

Bordure est du fossé d'Alès entre Célas et le Mas Chabert





AGAR sortie du 19/3/2011

Bordure est du fossé d'Alès entre Célas et le Mas Chabert

Une quinzaine d'agariens se retrouve vers 14h00 sur le parking de l'EMA ; on y retrouve les inoxydables adhérents. C'est du concentré !

Le temps est agréable, légèrement venteux ; quelques passages nuageux pourraient laisser présumer quelques averses ; finalement il n'en sera rien, Eole se chargeant de faire le ménage. Le soleil nous accompagnera tout l'après-midi.

Les discussions vont déjà bon train sur le thème du jour et son environnement:

- La cuesta anticlinale éocène en bordure est du fossé d'Alès.
- Les roches carbonées dans le secteur de Célas.

On rajoutera les inévitables « gaz de schistes » qu'on ne fera pas l'injure de présenter (à moins d'être réfractaire à la lecture de Midi Libre ou aux affiches).

Cela laisse présager d'un après-midi riche en discussions à défaut de nouvelles découvertes. Mais nous n'avons pas cette ambition.

JP. Rolley distribue les documents « feuille de route »; comme toujours concis et pratiques :

- une carte topographique avec 4 points d'arrêt, tous sur la ride précitée, entre Celas et le mas Chabert.
- La carte géologique correspondante.

Nous partons à 4 par voiture (prix du carburant oblige) pour rejoindre le secteur géographique.

1^{er} Arrêt :

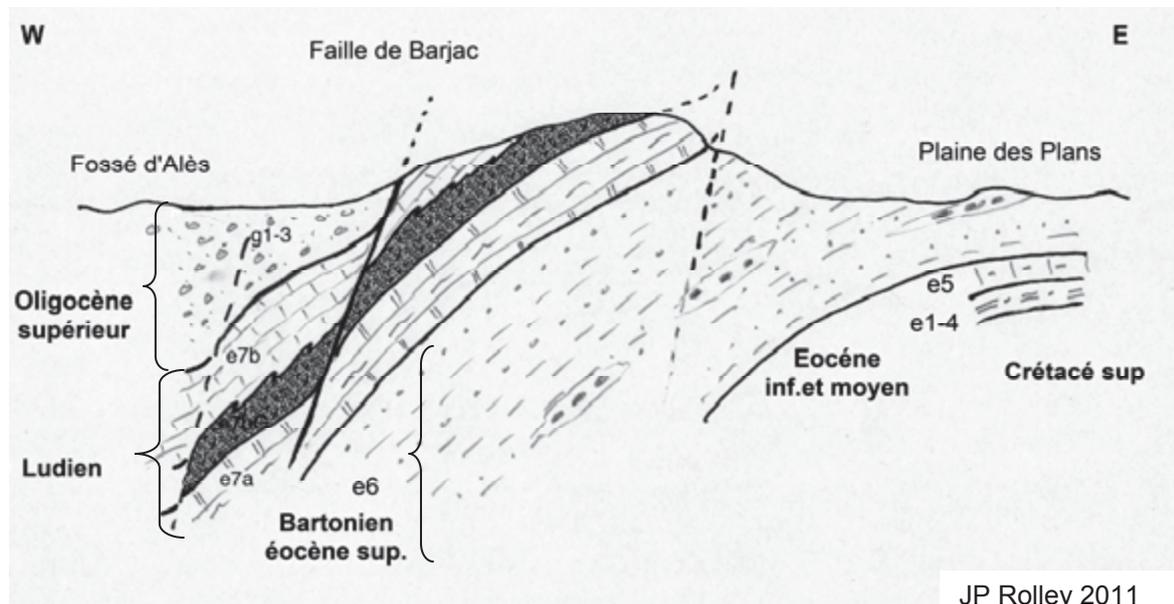
A proximité du giratoire de Celas sur la RD6, sur un chemin en terre conduisant également au village, puis arrêt des voitures à la 1^{ère} patte d'oie.

Les cartes donnent quelques repères. Nous sommes au droit des fameux grès de Celas (e7bg) et calcaires de Monteils (e7a)

Les collines allongées, étroites, peu marquées (le différentiel d'altitude n'est que de quelques dizaines de mètres), direction N/NE, forment une cuesta, essentiellement constituée de formations Eocène supérieur dites « ludiennes » (e7), qui marque la limite entre la « plaine » d'Alès (Oligocène (g1-3)) et la « plaine » des Plans (Eocène inférieur et moyen (e1-4, e5, e6)).

On peut estimer que plus de 20 Ma séparent les terrains de surface de ces 2 zones géographiques pourtant toutes proches.

C'est, qu'entre les deux, passe la faille dite « de Barjac » qui limite à l'Est le fossé d'Alès (voir Bulletin AGAR n°79 p23 et 27) et la coupe schématique ci-dessous.



Coupe de la cuesta qui borde le fossé d'Alès dans la région de Servas

L'érosion ultérieure a plus ou moins nivelé ces espaces mais la cuesta précitée, constituée de terrains calcaires et marnes feuilletées (e7a et e7b) a mieux résisté.

Ces couches ont un pendage fort vers le NW et s'épaississent en s'enfonçant ; on les retrouve à plusieurs centaines de mètres de profondeur au droit de Salindres ou Alès.

Elles recèlent des gisements de lignite et d'asphalte (roches sédimentaires carbonées) qui ont été exploitées dans la 2^{ème} moitié du 19^{ème} et la 1^{ère} moitié du 20^{ème} siècle (concessions de Servas, St Jean de Maruéjols,). Les hydrocarbures peuvent être situés dans les grès ou le calcaire mais c'est dans cette dernière roche qu'ils ont été exploités.

La discussion s'engage sur la matière organique pour aboutir à des gisements de pétrole, gaz, asphalte, houille, etc., (peut être que certains pensent qu'il pourrait y avoir des gisements inexploités sous nos pieds) – mais le sujet est vaste et nous ne faisons que l'effleurer.

Portant le regard dans la direction de Salindres/St Julien-les-Roziers, les collines d'Hauterivien (Crétacé) « naviguant » sur l'Oligocène, nous rappellent que des événements majeurs ont dû se produire dans ce secteur géographique ; on se reportera au bulletin de l'AGAR n°29 pour quelques explications complémentaires (« les buttes crétacé du fossé d'Alès »).

Sur notre flanc Est, une dorsale (W/NW – E/SE) s'atténue doucement au droit de Celas ; il s'agit de l'anticlinal de Belvezet (du moins ce qu'il en reste) engendré par les plissements périphériques lors de la formation des Pyrénées.

C'est l'occasion de rappeler que le Mont Bouquet (calcaire de faciès Urgonien) est lui situé dans le synclinal correspondant – aussi surprenant que cela puisse paraître, étant à une altitude plus élevée. Ce sont des mouvements tectoniques ultérieurs qui l'ont redressé sous la forme d'un synclinal perché (« roll over » Oligocène comme mentionné à la page 27 du Bulletin 79 de l'AGAR ?).



Mais si l'observation statique et périphérique est une étape de réflexion nécessaire, elle n'est pas suffisante. L'action de découverte des roches et matériaux in situ s'impose.

A quelque distance, nous passons devant un édifice imposant qui n'est autre qu'un grand four à chaux. Il y a en fait deux fours côte à côte, l'un en bon état et l'autre en partie ruiné.

Les agariens s'engagent à pied sur un chemin escaladant la colline. Les fours à chaux laissent à penser que le calcaire n'est pas loin ; c'est effectivement la roche constituant l'anticlinal (hauterivien – n3b) ; quelques coups de marteau pour recueillir des échantillons : il s'agit d'un calcaire compact à grain fin de couleur gris clair.

Il se distingue des calcaires du tertiaire qui sont dans leur majorité, marneux, gréseux, hétérogènes (conglomérats).

Nous quittons le chemin pour prendre un sentier ; au bout de quelques dizaines de mètres une carrière d'exploitation du calcaire est visible sur notre droite (quoique ce n'est pas évident car elle est bien envahie par la végétation !).



Fours à chaux (photo JP Rolley)



Carrière (photo JP Rolley)

Au point haut du sentier, une vue dégagée sur le mont Bouquet et son beau calcaire urgonien.

Toujours suivant ce sentier nous redescendons, direction de la RD 6.

D'anciens vestiges d'exploitation des grés bitumineux sont encore visibles : puits, tranchées.....

La discussion s'engage sur les conditions et moyens d'exploitation de l'époque.

Analyse de certains extraits de roches recueillis ici et là :

- Un éclat de calcaire blanc caractéristique de l'Urgonien
- Un morceau de grés de Celas ; certains contiennent des échantillons végétaux ;
- Un morceau de calcaire lacustre.



Grès à plante de Célas (photo jp rolley)

On rappelle que le contact, ici, entre le Secondaire et le Tertiaire est sédimentaire ; il ne s'agit pas d'un accident géologique comme ce secteur géographique en subira ultérieurement (voir Bulletin AGAR n°79 p.26 pour quelques infos sur la faille des Cévennes et le fossé d'Alès).

L'analyse de quelques matériaux détritiques, récoltés ici ou là, oriente la conversation sur leur origine : proviennent-ils du nord, donc de l'érosion des reliefs de l'ancienne chaîne hercynienne (ce qu'il en reste) ou du sud, donc des reliefs de la « feu » chaîne-pyrénéo provençale passée à la trappe dans le Golfe du Lion : le débat est ouvert.

Il est 16h00 lorsque nous rejoignons nos voitures ; gageons que les étapes suivantes seront plus modestes pour nous éviter le clair de lune.

2^{ème} arrêt

Une paire de minutes suffit pour l'atteindre.

Le lieu semble anodin et tout à fait neutre puisqu'il s'agit d'examiner le talus d'un virage sur la RD 747, à son raccordement à la RD6. Les agents de l'Équipement (plutôt du CG30) auraient-ils commis une erreur technique sur la géométrie du virage, sur la pente du talus ?

Nous nous limitons à nos compétences et examinons les matériaux de ce talus : une alternance de lits calcaires et marnes (e7a : terrains du ludien inférieur).

A priori rien qui justifie l'arrêtsauf que les échantillons de calcaires pris dans le talus sentent le bitume. Les niveaux asphaltiques ne sont pas loin.

Il est peu courant de caractériser une roche par son odeur !

3^{ème} arrêt

Nous suivons toujours le bourrelet «ludien» et garons nos voitures à l'entrée de Servas, en un point où la route est surélevée (de quelques dizaines de mètres seulement) ce qui nous permet d'observer à l'est la surface éocène (e6) et à l'ouest la surface oligocène (g1-3).

La discussion s'engage sur la surface d'érosion de l'Oligocène qui nous amène aux affleurements actuels ainsi que sur l'orientation et le sens d'écoulement des cours d'eau actuels, dont certains traversent des roches dures (la Cèze par exemple) contrairement à toute logique.

On se reportera aux compte rendus des sorties du 20/2/2010 et du 18/4/2010 ; si ces sujets ont été maintes fois abordés, pour autant, aucune explication certaine n'est confirmée.

4^{ème} arrêt

Le bourrelet de la ride s'amenuise et même disparaît localement lorsqu'il atteint le valat du ruisseau des Abîmes.

En face de nous (vers le Nord), des auréoles de calcaire lacustre viennent buter contre la faille de Barjac ; cette faille (figurant en pointillé sur la carte) n'a qu'un faible rejet de l'ordre de 50 m ; elle ne joue donc pas dans la même catégorie que la faille des Cévennes (toute proche et parallèle)

Les agariens examinent quelques matériaux de calcaires lacustres dans l'espoir d'identifier des traces de fossiles. Les épisodes géologiques du tertiaire sont de courte durée et généralement lacustres, avec des espèces peu nombreuses constituées d'individus généralement de petite taille et avec des coquilles fragiles. En contrebas de la route, un ensemble de blocs fournit une faune abondante.

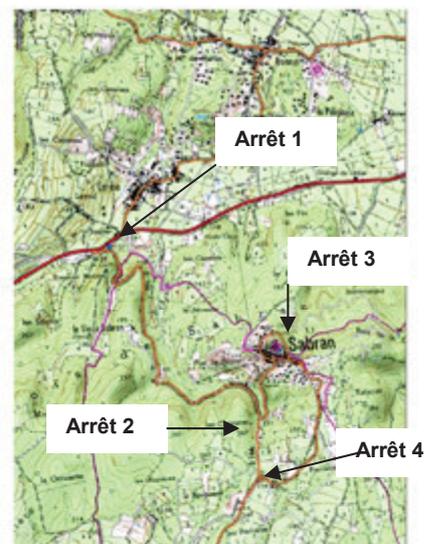
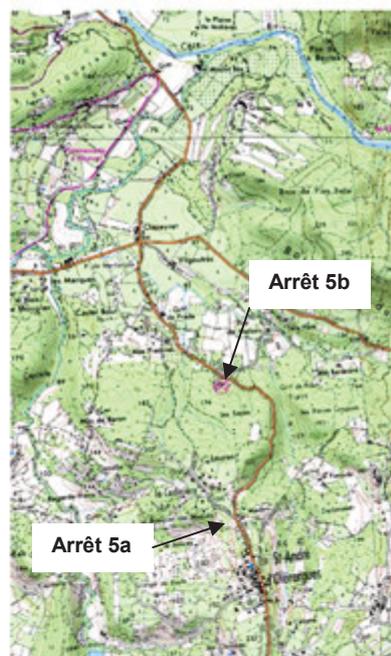
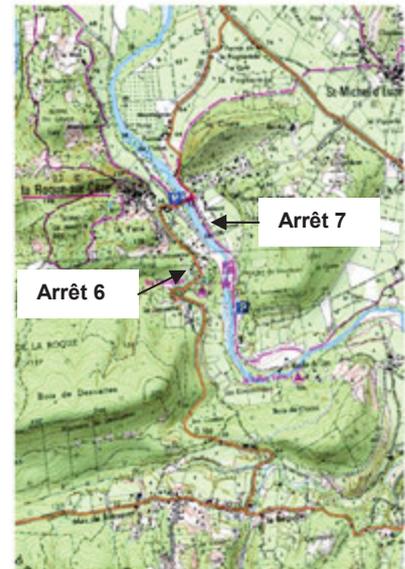
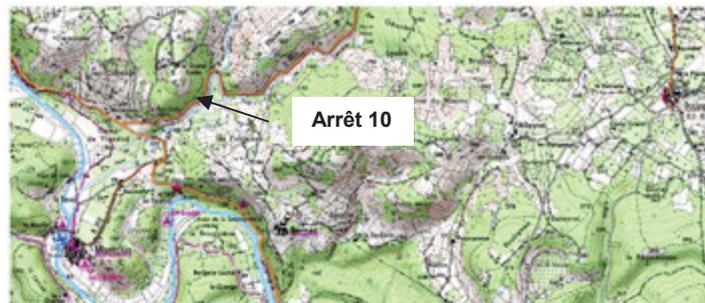


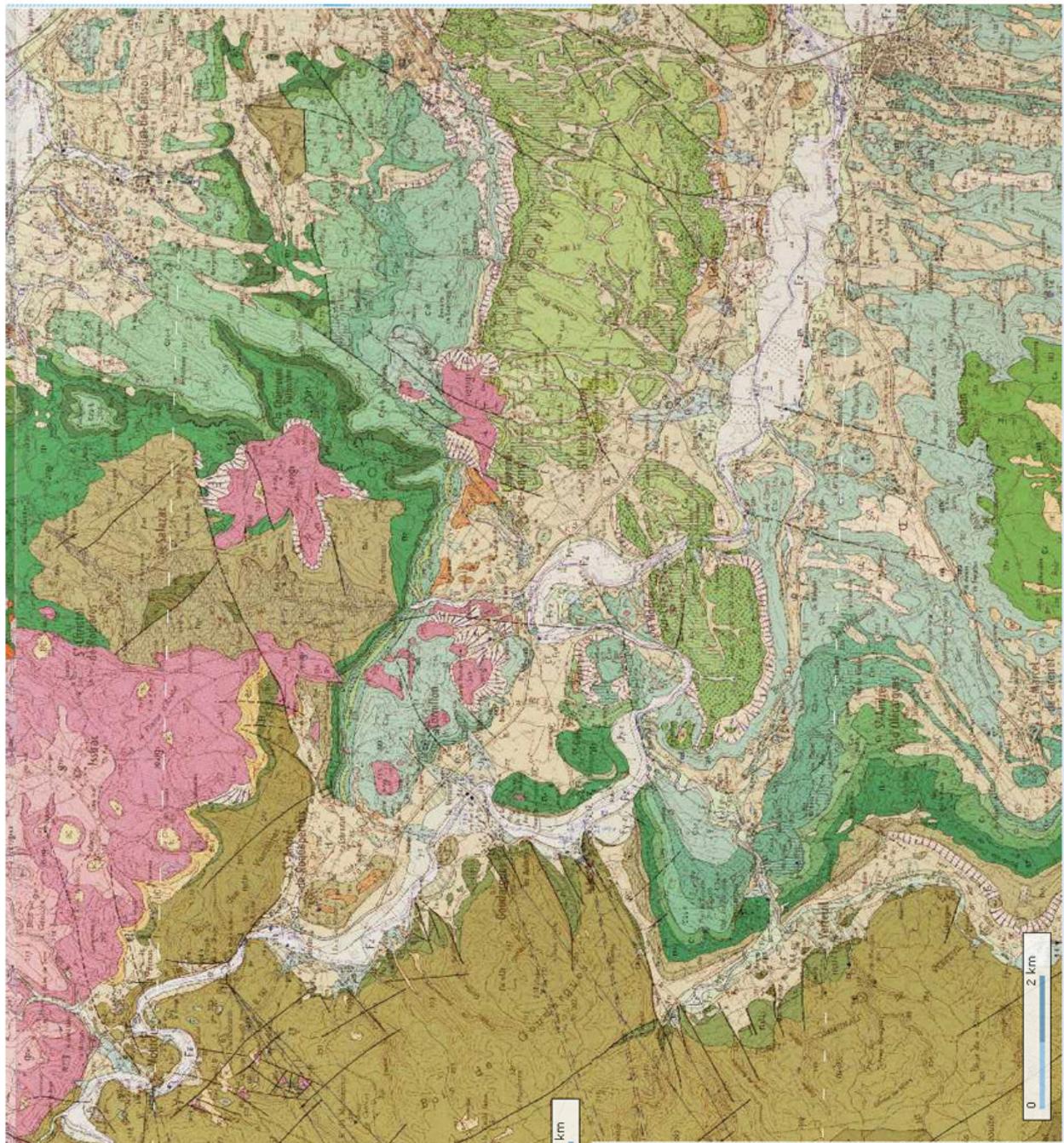
Quelques fossiles dans les calcaires lacustres (photos JP Rolley)

Robert Guin
et compléments de Jean-Pierre Rolley

Sortie du dimanche 17/04/11 :

Le Crétacé supérieur de la bordure rhodanienne





TERTIAIRE

- Pliocène**
 P1 - Fleuve main marine
 1 - cordon de galets perdus par des littoraux.
- Infra pliocène**
 P1 - Calcaires à sphaères et discaïtes oligocènes prédominants sans trace de ravinement marin.
- Miocène**
 M12a - Helvétien marneux.
 M15 - Brévigéien molasseux.
- Oligocène**
 g20 - Stampien inférieur : marnes rouges marmorées d'Isère.
 g21 - Stampien inférieur : calcaires argileux d'Isère.
 g22 - Echelle terminal (Ludlow) - Oligocène inférieur : calcaires blancs de Berra
 → lambeaux grès.
- Eocène**
 E6-7 - Barroisens s. l. : marnes rouges et brunes.
 E5 - Echelle indifférencié aëbeux.

SECONDAIRE

- Crétacé supérieur**
 C25 - Santonien : calcaires blancs.
 C24 - Lutetien : grès.
 C23 - Grès limonaire.
- Combléien**
 C17 - Calcaires à Rudistes (niveau 2)
 C16 - Grès calcaires
 C15 - Calcaires à Rudistes (niveau 2)
 C14 - Calcaires biostrotiens
 C13 - Calcaires à Rudistes (niveau 1)
 C12 - Calcaires gréseux et grès glauconieux
 C11 - Concrétion indifférencié de base.
- Turonien**
 C10 - Grès et sables siliceux
 C9 - Calcaires, grès à Rudistes
 C8 - Calcaires gréseux à Nannolithes et Inocerames.
 C7 - Calcaires et grès (Lignières s.l. et Argenteum part)
- Campanien**
 C6 - Calcaires argileux et sables à Eryngia columbe
 C5 - Lutites et calcaires argileux
 C4 - Calcaires argileux et sables indifférenciés
 C3 - Sables à Ophiolites et grès quartziteux.
- Crétacé inférieur**
 Abbin
 M6 - Vicévois marne-gréseux
 - marnes
 - sables calcareux
 - marnes et grès.
 Aalen
 M5 - Calcaires gréseux du Charentais
 M4 - Marnes brunes du Gargasien
 M3 - Bédouien : calcaires argileux
- Éocène**
 M11 - (4ème unité) - Calcaires biostrotiens à Ophiolites Séboulén
 M10 - (3ème unité) - Calcaires à Rudistes
 M9 - (2ème unité) - Calcaires biostrotiens grossiers
 (1ère unité) - Calcaires fins
 1 - marno-calcaires.
 Barroisens

Le Crétacé supérieur de la bordure rhodanienne



Une petite douzaine d'agariens se retrouve, en cette matinée un peu fraîche et au temps incertain, au pied de la montée de Sabran. Les traces de la course de côte qui s'est déroulée il y a quelques jours, sont encore visibles.

L'objet de cette journée est de se pencher sur les formations crétacées supérieures de cette bordure rhodanienne.

(photo A Touzillier)

Arrêt 1

Nous nous trouvons ici, à proximité d'une ancienne carrière qui exploitait les sables siliceux du Turonien supérieur noté c3c (faciès ucétien de E. Dumas). Il s'agit de sables grossiers, ocres ou blancs, à stratifications obliques ou entrecroisées. Nous pouvons les observer à loisir le long de la route. Cette formation est, ici, épaisse avec près de 150 m de puissance mais l'épaisseur de ces dépôts est très variable et oscille entre 50 et 150 m. Nous ne ferons pas la coupe complète de cet ensemble qui monte jusqu'aux portes de Sabran.



Agariens sur un affleurement de grès
(photo A Touzillier)



Grès grossier (photo A Touzillier)

Nous reprenons les voitures et montons à petite vitesse la fameuse côte de Sabran.

Arrêt 2

Nous effectuons une halte au lieu dit « les clairières » pour observer les premiers niveaux de ce qui doit être les grès du Coniacien. Il s'agit de bancs de grès assez bien marqués et, ici, montrant de nombreuses perforations de type « taffoni ou nids d'abeille ».

Taffoni (ou tafoni, mot invariable), du corse *tafone*, désigne en géomorphologie une forme en creux arrondie, de plusieurs décimètres à plusieurs mètres, creusée par l'érosion dans les roches cristallines ou gréseuses, en climat sec ou sur certaines côtes.

Taffoni et *nids d'abeille* sont parfois confondus.

Les différences entre ces deux modelés tiennent, d'une part, à l'échelle : les taffoni ont un volume de quelques centimètres cubes à plusieurs mètres cubes tandis que les nids d'abeille sont un ensemble de trous d'ordre centimétrique. D'autre part, les conditions de développement les distinguent : les taffoni semblent favorisés par la présence d'humidité et de sels, tandis que les nids d'abeille requièrent une certaine prédisposition structurale : présence de microfissures dans la roche, distribution de minéraux fragiles en amas sur lesquels se calquent les trous. En se développant, les taffoni créent un microclimat humide qui favorise leur croissance. Les nids d'abeille quant à eux se transforment en niches favorables à l'installation de microorganismes (lichens) qui vont, à leur tour, exacerber la météorisation.



Grès à nids d'abeilles (photo A Touzillier)



Arrêt 3
Nous faisons un rapide passage par le pittoresque village de Sabran

(photos A Touzillier)



Arrêt 4

Nous empruntons la D166c jusqu'au point 249 où un grand parking a été établi. Le talus de ce grand espace, est constitué d'amas de blocs de grès blanc qui suscite des interrogations. Rapidement il apparaît qu'il s'agit de débris d'anciennes carrières de grès dont on peut observer les traces quelques dizaines de mètres en arrière.

Cet horizon de grès blanc qui couronne le sommet du plateau de Sabran renferme de nombreuses empreintes de feuilles. Aucun terrain plus récent ne permet de dater avec précision cette série qui est prudemment attribuée au « Coniacien

indifférencié de base » et noté c4. Comme nous le verrons plus loin, le Coniacien, plus au nord, montre tout un ensemble de niveaux bien caractérisés.



Agariens devant les débris d'exploitation de grès du Coniacien à Sabran ((photo A Touzillier)



Trace d'exploitation (photo A Touzillier)



Grès à plantes du Coniacien (photo JP Rolley)

Nous repartons en direction de St André d'Olérargues.

Arrêt 5

Nous nous arrêtons à la sortie de St André d'Olérargues. Dans le fossé, en face du cimetière, on peut voir un petit affleurement de croûte ferrugineuse qui marque le Cénomaniens inférieur (c1).

Vers l'Ouest, dans le lointain, se dessine la silhouette du Mont Bouquet.

En descendant la route en direction de Goudargue, le bas-côté comporte quelques niveaux marneux à lignite du Cénomaniens moyen (c2a). Dans ces niveaux nous récoltons de belles plaques de gypse cristallisé. Ces niveaux à lignite ont fait l'objet d'exploitations dans la région de Saint-Paulet-de-Caisson.

Nous reprenons les voitures et nous arrêtons un peu plus loin sur un parking aménagé où nous laisserons nos montures pour revenir en arrière et observer :

Tout d'abord des formations rapportées au c3a-b (grès et calcaire du Turonien). En effet dans le caniveau juste à l'extrémité du parking, nous pouvons observer un bel affleurement de calcaire à Nérinées. Ces niveaux appartiennent généralement au Turonien moyen.



Plaque de gypse cristallisé (photo JP Rolley)



Banc à Nérinées (photo JP Rolley)

En suivant le bas côté en direction d'Olérargue, nous recoupons le Cénomanién supérieur. Nous observons tout d'abord des niveaux de calcaires renfermant en abondance des horizons de cherts. Nous rencontrons ensuite des niveaux à *Exogyra columba* dont les coquilles bien visibles restent en relief.



Ostrea Colomba (photo JP Rolley)



Grès siliceux à chert (photo JP Rolley)

Avant de passer à table, il est temps de faire un rapide récapitulatif de ce que nous avons vu dans la matinée.

Si on remet les choses dans l'ordre :

- des grès à croûtes ferrugineuses du Cénomanién inférieur (sortie d'Olérargue)
- des marnes à lignites du Cénomanién moyen
- des grès et calcaires siliceux à cherts et *Exogyras* du Cénomanién supérieur
- des calcaires à Nérinées du Turonien inférieur et moyen.
- des grès et sables siliceux du Turonien supérieur (côte de Sabran).
- des grès à plantes du Coniacien indifférencié de base.

Nous profitons des tables installées sur le parking pour prendre un juste réconfort. Après ce repas bien mérité, nous repartons en direction de La Roque sur Cèze pour poursuivre la découverte du Coniacien. Malheureusement le c4a et le c4b ne sont pas observables facilement.

Arrêt 6

Avant d'arriver à la Roque sur Cèze, nous faisons un arrêt rapide pour voir la base des calcaires bioclastiques à stratifications obliques du c4c, que nous allons retrouver aux cascades du Sautadet.

La traversée du très joli village de la Roque sur Cèze et l'accès aux cascades est toujours une opération délicate mais que nous réussissons avec brio.

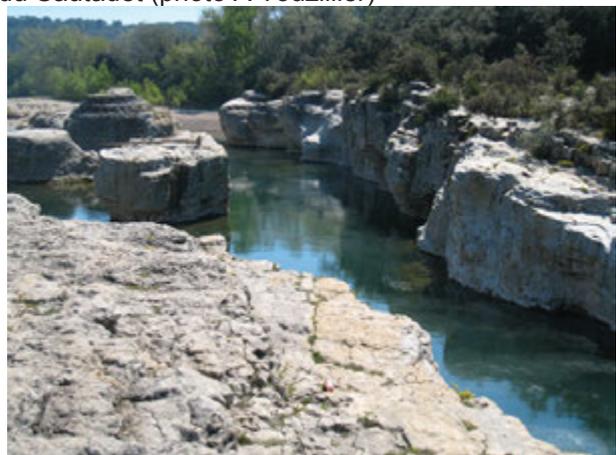
Arrêt 7

En ce dimanche les Cascades ont, comme d'habitude, leur lot de promeneurs. Nous prenons pourtant la peine de faire le tour de ce lieu très spectaculaire, avec ces marmites de géants et ce très beau défilé creusé par la Cèze dans cette barre calcaire.

Nous observons sur le bord de la route les stratifications obliques et entrecroisées qui affectent cette formation calcaire qui a donc dû se faire dans des conditions hydrodynamiques relativement énergiques.



Agariens aux cascades du Sautadet (photo A Touzillier)



Cascades du Sautadet creusées dans les calcaires bioclastiques du Coniacien (photos JP Rolley)

L'accès aux niveaux c4d, c4e et c4f demanderait une marche assez longue, nous repartons donc en direction de Cornillon mais nous ne nous arrêtons pas pour visiter ce village qui ne manque pas de cachet. Nous allons directement à la recherche des anciennes carrières d'ocres.

Arrêt 8.

Un peu après Cornillon nous prenons une piste qui va nous amener au chemin du bois d'Odes où nous laisserons les voitures pour prendre le chemin des carrières d'ocres. Après un cheminement sur un sentier parfois escarpé, nous débouchons dans l'ancienne carrière. Le spectacle est magnifique avec un banc de marnes noires ligniteuses qui traverse cet univers de blanc et ocre parsemé de pins.

Nous pouvons également observer un très beau miroir de faille incrusté sur une croute ferrugineuse.



Ocres de Cornillon (photo JP Rolley)



Miroir de faille (photo A Touzillier)



Ode sur le chemin du bois d'Odes (photos A Touzillier)



Nous quittons avec regrets ce petit coin de paradis et retrouvons au bois d'Odes nos véhicules.

Nous prenons la direction de St André de Roquepertuis.

Arrêt 9.



Agariens sur le promontoire de St André de Roquepertuis (photo A Touzillier)

Le village de St André de Roquepertuis se situe sur un escarpement, de calcaires aptiens (Clansayésien n6b), à l'entrée des gorges de la Cèze. Nous empruntons une petite route qui nous conduit sur le rebord de ce plateau qui domine le cours de la Cèze.

Mais le temps tourne et il faut prendre le chemin du retour. Nous reprenons la D980 qui remonte les gorges en direction de Montclus.

Arrêt 10.



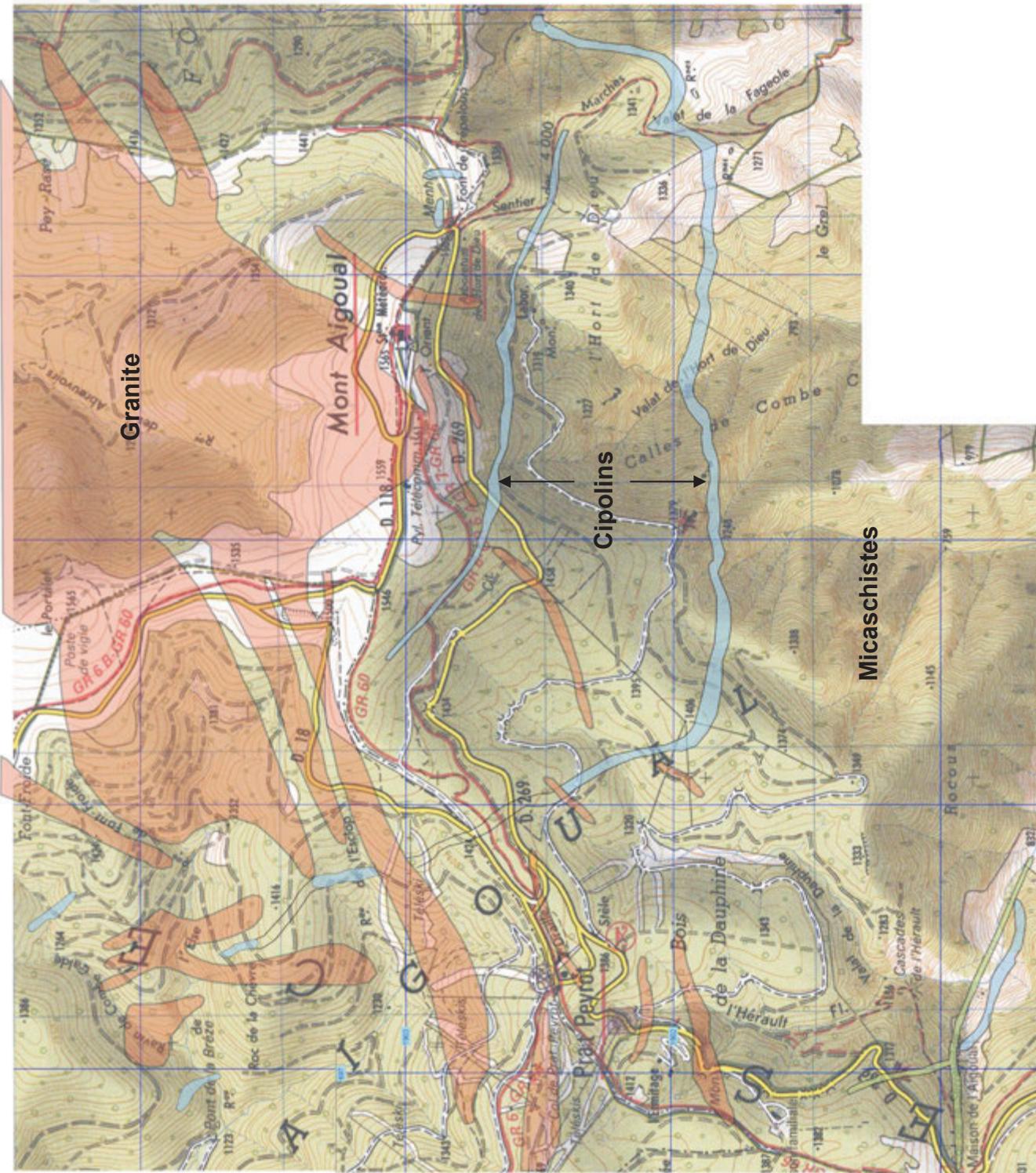
Bord du synclinal Issirac (photo A Touzillier)

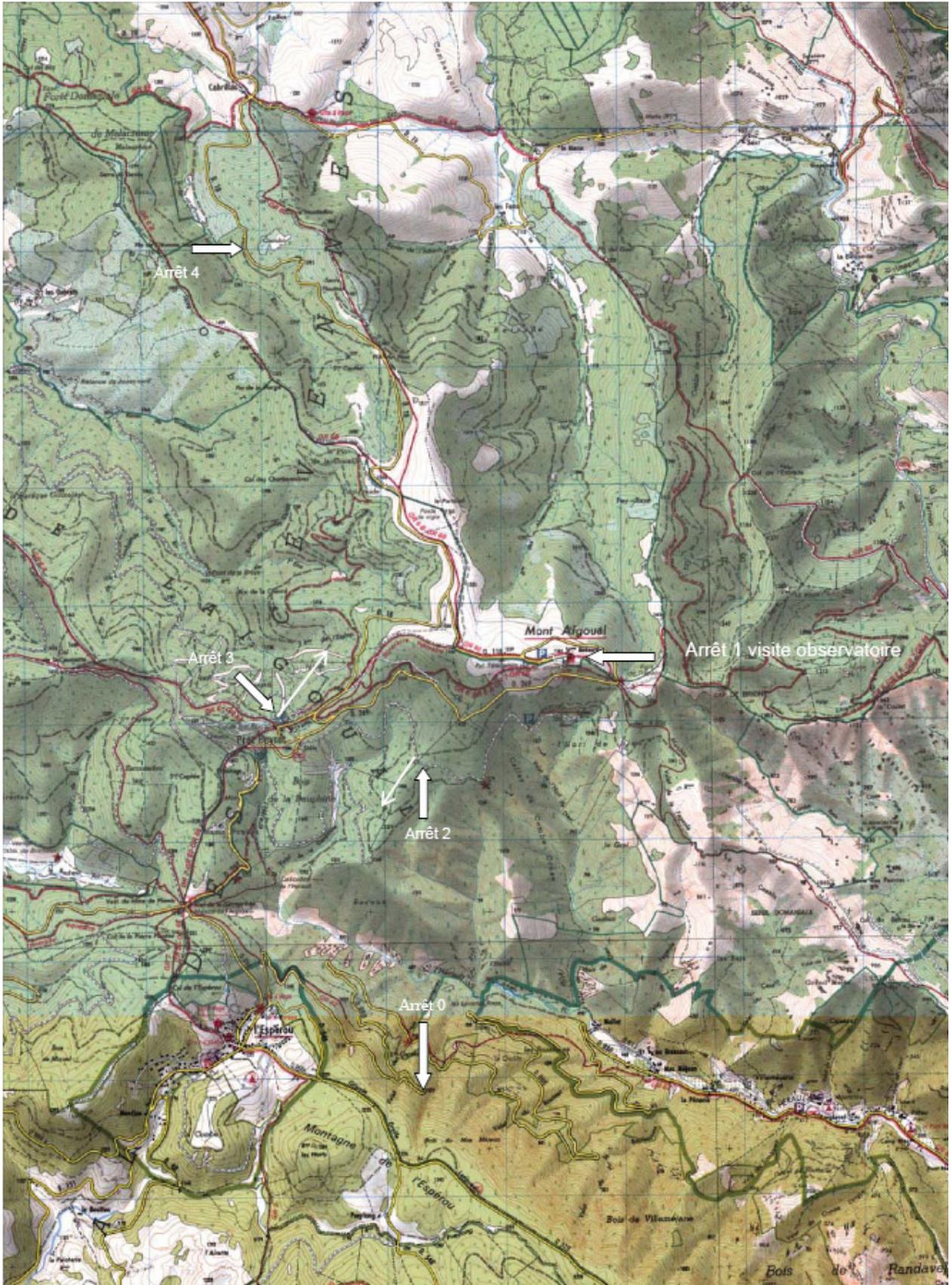
Un peu après Montclus, nous faisons un rapide détour pour observer sur la D901 le rebord du bassin tertiaire d'Issirac.

Jean-Pierre Rolley

Sortie du **Dimanche 15/05/11** :

À la recherche des cipolins de l'Aigoual





À la recherche des cipolins de l'Aigoual

Quelques définitions

Cipolin :

nom masculin venant de l'italien *cipolla*, oignon. Calcaire métamorphique à minces veines de serpentine favorisant un débit en fines pelures. Au sens large roche métamorphique calcaire (calcaire cristallin) formée de cristaux de calcite enchevêtrés, à cassure saccharoïde, donnant souvent de beaux marbres. En général de teinte claire (blanche, grise, rosée, bleutée), homogène ou à veines ondulées, parfois concentriques, issues du métamorphisme de minces lits plus argileux. Présence possible de micas, de serpentine, de minéraux métamorphiques particuliers). Foucault et Raoult – Dictionnaire de géologie (6^{ème} édition 2005)

Les géologues français ont coutume d'utiliser aussi le terme de "cipolin" pour désigner tous les calcaires des micaschistes et des gneiss, quels qu'ils soient. Pour éviter toutes confusions, cet usage devrait être abandonné.

Skarn

Roche résultant du métamorphisme d'une roche carbonatée au contact d'intrusions de type généralement granitique. La roche initiale est transformée par métasomatose (métamorphisme de contact très fort) avec apport d'un certain nombre d'éléments (Si, Al, Fe) se combinant à ceux de la roche initiale pour donner une grande variété de silicates. Les masses de skarns comportent fréquemment des niveaux monominéraux (grenatites par exemple) et peuvent renfermer des concentrations exploitables de divers métaux (Fe, Cu, Mo, W, etc ...).

Un rappel utile : Cette sortie a été annulée 2 fois en 2010 - respectivement les 6 juin et 10 octobre - pour cause de météo défavorable (précipitations).

Remise au programme de 2011, c'est donc avec anxiété que nous consultons les prévisions et scrutons le ciel les jours qui précèdent ce 15 mai.

Mais cette fois, les augures nous sont favorables. Malgré un vent frais venant du Nord nous nous lançons dans cette sortie qui est une des plus longues (en km voiture) et des plus élevées puisque l'Aigoual est le point culminant du Département du Gard (1 565 m).



Le regroupement des voitures est prévu à Pont d'Hérault, près du Vigan. Les agariens sont au rendez vous en nombre – 25 personnes environ.

Comme à son habitude JP Rolley, a préparé soigneusement le circuit avec deux cartes de repérage des niveaux carbonatés et les points d'arrêt.

(Photo A Touzillier)

C'est vers 10h30, que nous nous élançons vers les cimes (non enneigées) par la RD 986, très sinueuse et à forte rampe ; elle longe la vallée de l'Hérault en direction de Valleraugues et bien sûr l'Aigoual.

1^{er} arrêt

En bordure de la RD 986 à quelques kms avant d'arriver à l'Espérou.

Nous avons une vue grandiose sur le flanc sud, densément boisé, du Mont Aigoual et sur la vallée de l'Hérault.



(photo A Touzillier)

Le massif est à cheval sur les granites et les (mica)schistes métamorphiques ; ces derniers ont subi un métamorphisme de contact c'est-à-dire qu'il y a eu apport avec par le magma « liquide » (les granites de l'Aigoual).

On rappelle que ces micaschistes datent de l'ère primaire, contemporains de la formation de la chaîne hercynienne.

Des niveaux carbonatés, d'épaisseur limitée, devaient exister au sein de l'ensemble gréso-argileux qui a été métamorphisé.

Le versant boisé de l'Aigoual masque complètement les matériaux rocheux et leur nature géologique ; en particulier la mince couche de cipolin identifiée, sur la carte distribuée, par un mince ruban bleu (cf carte géologique).

Le cipolin est un calcaire métamorphique ; il s'apparente à un marbre impur (à minéraux).

Si ces roches viennent au contact d'un magma encore chaud, il y a échange avec ce magma, on dit qu'il y a « skarnification ». C'est le cas ici, localement, pour les cipolins alors enrichis en Fe, Al, Si, etc.

La discussion s'engage ensuite sur les différents types de métamorphisme. Le sujet est vaste et nous ne faisons que l'effleurer.

Disons qu'il s'agit ici d'un métamorphisme général suivi d'un métamorphisme de contact par l'intrusion au sein de couches géologiques d'un magma chaud.

Certains se demandent même pourquoi le batholite a « émergé » ici et pas ailleurs ? On laisse la réponse aux générations futures qui approfondiront les mystères qui se sont passés et qui se passent encore sous nos pieds.

Le vent froid et capricieux ne nous incite pas à nous attarder.

2^{ème} arrêt et repas

Nous reprenons l'ascension au droit de Prat Peyrot, empruntons un chemin de terre qui se faufile entre les boisements du flanc sud de l'Aigoual. Il va nous permettre de nous rapprocher de la couche géologique identifiée comme étant des cipolins.



Piste de l'Arboretum (photo A Touzillier)



A la recherche de cipolins (photo A Touzillier)

Après un parcours chaotique de 2km, nous nous arrêtons au point d'altitude 1 395 m. L'objectif est de rejoindre à pied la fameuse couche de cipolins identifiée en son temps sur la carte.

Une allée forestière nous y conduit.

En cours de marche, chacun essaie d'identifier, tant bien que mal, un bout de roche qui s'apparenterait à un minéral carbonaté ; mais la patine de la pierre pose un masque qui est trompeur.

JP Rolley manie le marteau et le flacon d'HCL ; mais les tests sont négatifs.

Nous n'identifions pas non plus de minéraux de métamorphisme de contact comme de l'andalousite ou des roches cornéennes (roche la plus métamorphisée car la plus en contact avec le batholite intrusif).

Y aurait-il erreur sur l'objectif ? ou les documents officiels ne seraient ils qu'approximatifs ?

Pourtant la feuille du BRGM repère bien une bande de calcaire métamorphisé d'environ 20 m d'épaisseur et de 3 km de long !

Autres examens de divers minéraux : quartz ; épidotes (semble t'il).

Un peu déçus par ce parcours à pied (2 km environ) non productif - mais qui nous a creusé l'appétit - nous rejoignons nos voitures vers 13 h 00 .

Comme toujours le repas est accompagné de discussions pas toujours en rapport avec l'ordre du jour ; mais c'est l'intérêt de faire une coupure d'autant plus que certains goûtent un vin rouge estampillé « cuvée BRGM ».

3^{ème} arrêt

Il concerne la partie sommitale du mont Aigoual. Nous stationnons au parking dédié à la visite de l'Observatoire.



Au sommet de l'Aigoual (photo A Touzillier)

Le vent y est violent et froid ; décidément cette montagne ne se laisse pas apprivoiser facilement.

JP Rolley nous rassemble et veut nous présenter les vastes espaces qui s'offrent à notre regard vers le Nord, du genre « ici avant l'érosion c'était une surface fondamentale ...; le secteur est bordé par des massifs granitiques Lingas, Guiral, Mt Lozère), ... »; mais vu le vent, les uns (agariens) essaient de s'abriter derrière les autres en permanencece qui a forcément une limite mathématique.

Bref, personne n'écoute et l'exposé tourne court.....d'autant qu'il est impossible de tenir déplié un plan.

Nous nous contenterons du cours de géologie à la maison ou de l'internet.

4^{ème} arrêt

Nous garons nos voitures à Prat Peyrot et empruntons à pied un chemin de terre qui descend vers le ruisseau de l'Esclop où devrait se trouver un affleurement du niveau de cipolin.

Les bords de talus permettent de discerner des alternances de bancs de granite et de schiste ; on est dans la zone limite où les 2 roches « se frictionnent » ; il y a aussi des lentilles de conglomérats erratiques : datent-ils de l'ère secondaire ou sont-ils postérieurs ?

On examine à la loupe quelques cailloux d'un granite « figé » micro grenu ; les petits cristaux sont des feldspaths, on croit voir parfois des épidotes ?

Mais pas de trace de calcaire métamorphique à se mettre sous la dent !

Un peu déçus nous regagnons les voitures



(Photo A

5^{ème} arrêt

Pour terminer, n'ayant pas pu trouver de cipolins, nous partons à la recherche du niveau de grenatite (peut être un niveau carbonaté fortement transformé) qui devrait se trouver sur le bord de la route D18 un peu avant Cabrillac. Certains doutent déjà de son existence.



A la recherche du niveau à grenatite (photo A Touzillier)



Nous descendons lentement en scrutant le bord de la route. Nous nous arrêtons finalement en une longue file de voitures dans un bout de ligne droite où Monsieur Rolley nous affirme que nous allons trouver des grenats à la pelle !



Tout le monde, un peu sceptique, s'active et casse du caillou avec énergie. Au bout d'un moment, JP Rolley nous montre triomphalement un échantillon, un peu rougeâtre, en nous disant voilà !

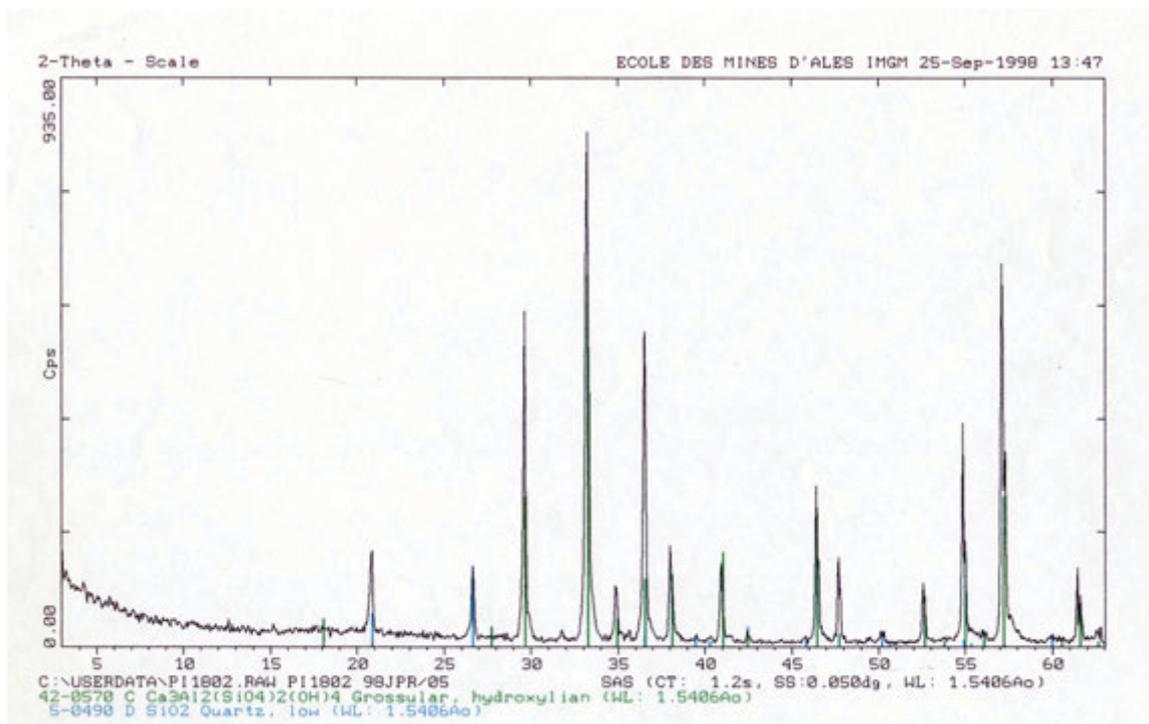
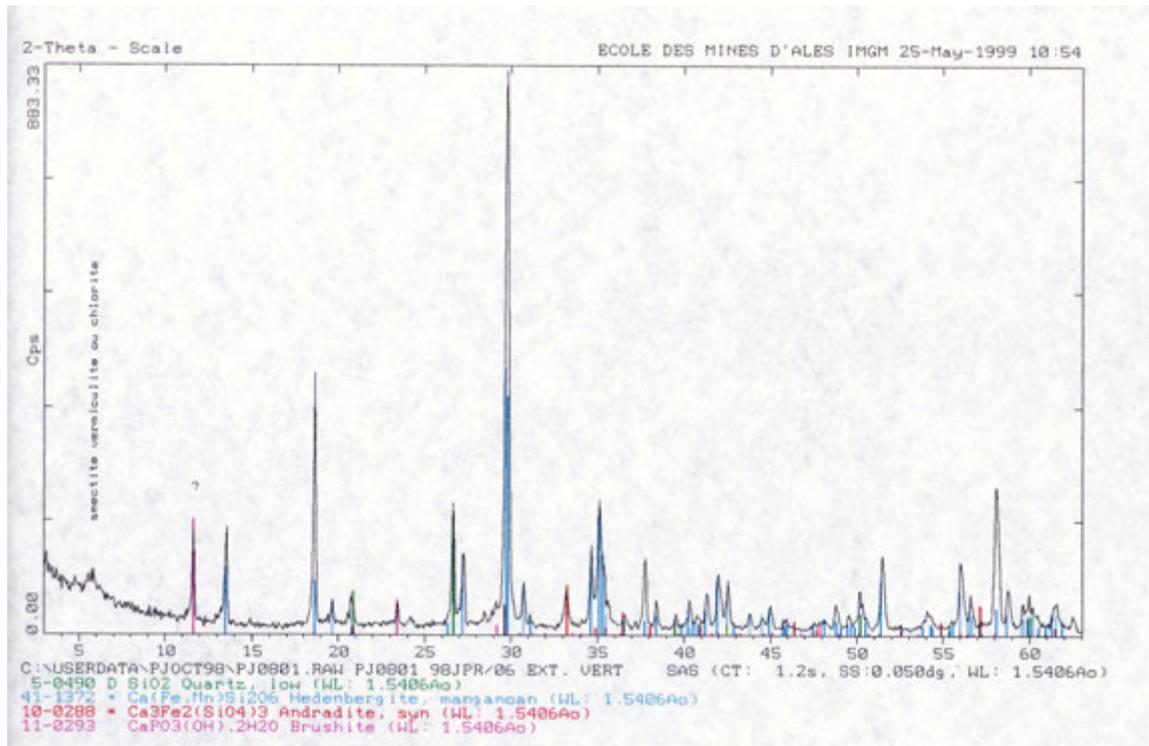
Il nous faut un certain temps pour deviner quelques formes qui ressemblent à des grenats.

Grenats dans la grenatite de l'Aigoual (photo JP Rolley)

Robert Guin

Les grenatites du nord-Aigoual au Serre Ploumat

Au niveau du Serre Ploumat deux niveaux carbonatés fortement silicatés, probablement par suite de la proximité du granite, affleurent de façon peu visible. Une étude attentive du talus routier permet d'observer un ou deux niveaux d'une formation qui correspond à une véritable grenatite dont la constitution minéralogique comporte essentiellement des silicates calciques : de l'Hedenbergite, de l'Andradite et parfois du Grossulaire comme le montrent les analyses RX effectuées en 1998 et 1999 à l'Ecole des Mines d'Alès. Il s'agit sans doute d'une skarnification des niveaux carbonatés que nous aurions du observer sur le versant sud de l'Aigoual.



Les Cipolins de l'Aigoual

Depuis notre sortie Jean-Pierre Bouvier et moi-même sommes retournés sur l'Aigoual et avons retrouvé les niveaux carbonatés de l'Hort de Dieu et du ravin de Fageole. Il semble y avoir deux horizons :

- l'un renfermant des niveaux de marbre blanc très cristallisé.



- L'autre un carbonate beige



Nous avons même trouvé un échantillon de calcaire fossilifère, non métamorphique, dont l'origine est énigmatique. Il faudra essayer de comprendre ce qu'il faisait sur l'Aigoual.

Jean-Pierre Rolley

LES GRANITES DU MONT LOZERE

Le voyage traditionnel du mois de Juin ayant été annulé, une sortie a été organisée autour du thème général "les granites du Mont Lozère", roches qui constituent une grande partie de ce massif.

Partis d'Alès vers le Pont de Monvert, avec un arrêt (site 1), sur la route des Crêtes, pour apprécier une nouvelle fois le panorama et se remettre en tête la morphologie des paysages schisteux, nous traverserons le massif d'Est en Ouest, faisant des haltes sur des sites (d'accès facile) d'observation des divers types de granites constituant le massif (à l'exception de la partie est, formée des granites de la Borne et de Rabeyral).



Vue panoramique prise de l'Espinass, en direction du sud-ouest, depuis la route des Crêtes. (photo JP Bouvier)

La plus grande partie du massif granitique est représentée sur la carte géologique au 1/50 000 (feuille Génolhac n° 887) ; cependant le massif de la Borne se trouve pour les 4/5 sur celle de Largentières ; et c'est au total 6 cartes qui sont nécessaires pour avoir une couverture totale.

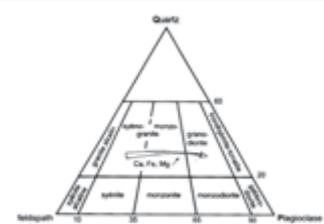
[orthographe : si les géologues écrivent toujours *granite*, avec un e final, la langue française accepte les deux orthographes, granite et granit. Les carriers et marbriers l'écrivent sans e et font encore mieux ; pour eux, toute roche susceptible de recevoir un beau poli est un granite si elle est grenue, un marbre si elle possède un grain fin].

Définition : la majorité des auteurs s'accorde aujourd'hui sur une définition commune des granites. Celle qui suit est empruntée à C. Nicollet (professeur à Clermont-Ferrand).

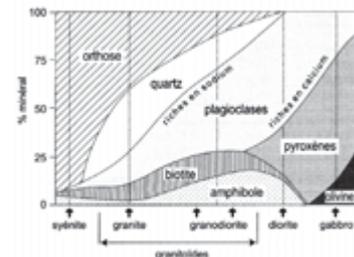
"Le granite est une roche magmatique plutonique leucocrate dont les cristaux ont une taille pluri millimétrique à centimétrique, rarement décimétrique. La texture de la roche est grenue. L'équivalent effusif est la rhyolite.

Les trois minéraux essentiels sont le quartz, le feldspath potassique (orthose ou microcline) et le feldspath calcosodique (plagioclase). Les minéraux ferromagnésiens, essentiellement biotite et/ou amphibole, sont en proportion inférieure à 5-10 %.

Dans un granite au sens strict, le feldspath potassique est plus abondant que le plagioclase. Lorsque le feldspath potassique est largement dominant, on parle de granite alcalin ; lorsque c'est le plagioclase qui domine, on parle de granodiorite."



Classification des roches magmatiques – diagramme de Streckeisen



Classification des granitoïdes selon la composition minéralogique (diagrammes extraits de Pétrologie des granites Nedelec et Bouchez)

Les principaux minéraux constitutifs des granites :

quartz, SiO₂, rhomboédrique, dureté 7, translucide, éclat gras, incolore, gris parfois blanc laiteux, cassure conchoïdale.

feldspaths potassiques ou alcalins : Orthose, K(Al Si₃O₈), monoclinique, Microcline, (K,Na) (Al Si₃O₈), triclinique, dureté 6, éclat nacré, généralement blancs, souvent rosés, pouvant former des cristaux automorphes et présenter la macle de Carlsbad.

feldspaths plagioclases ou calco-sodiques : forment une famille continue (solution solide) composée de proportions variables d'Albite Na (Al Si₃O₈) et d'Anorthite Ca (Al₂ Si₃O₈), tricliniques, dureté 6 à 6,5, éclat nacré, généralement blancs, verdâtres par altération.

Ils sont distingués par le pourcentage d'anorthite dans leur composition :

minéral	% anorthite
albite	0-10
oligoclase	10-30
andésine	30-50
.....	
anorthite	90-100

minéraux accessoires :

micas : Biotite, silico-aluminate hydraté, ferromagnésien, monoclinique, formant fréquemment des lamelles hexagonales, dureté 2 à 3, de couleur noir brillant.

Muscovite, silico-aluminate hydraté, potassique, monoclinique, en lamelles souvent bien développées, dureté 2 à 3, blanc brillant, translucide.

Amphibole : famille de silicates ferromagnésiens en prismes noirs à vert monocliniques.

Cordiérite : silico aluminate ferromagnésien, orthorhombique, dureté 7 à 7,5, en prismes trapus bruns souvent automorphes, facilement altérés.

[Leucocrate qualifie une roche de teinte claire, mélanocrate, de teinte sombre, le ton intermédiaire étant dit mésocrate].

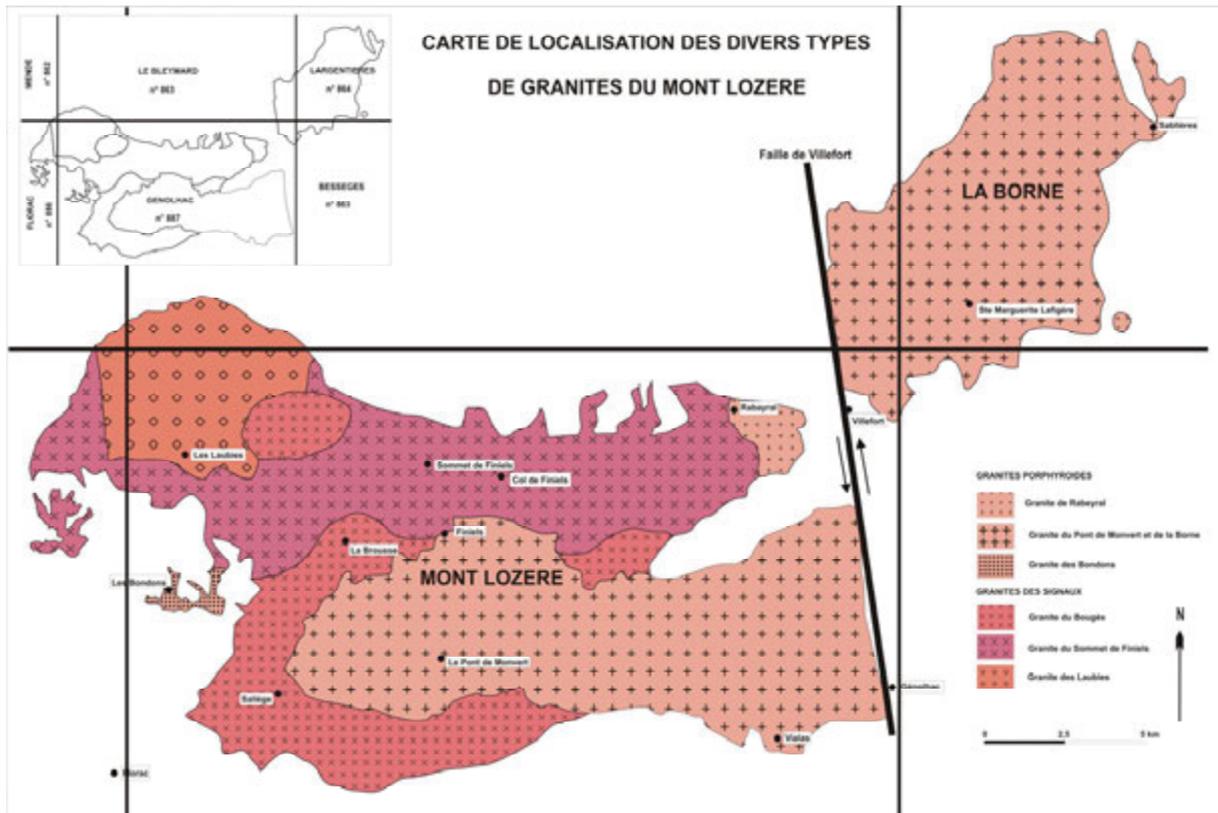
LES DIVERSES VARIETES DE GRANITE DU MONT LOZERE

Deux grandes familles sont distinguées, avec, pour chacune, plusieurs variétés :

granites porphyroïdes	1	granite du Pont de Monvert
	-	granite de Rabeyral
	5	granite des Bondons
granites non porphyroïdes ou granites des Signaux	2	granite du Bougès
	3	granite du sommet de Finiels
	4	granite des Laubies

Nous les observerons dans l'ordre indiqué ci-dessus.

(Nous ne verrons pas les granites porphyroïdes de la Borne et de Rabeyral. Le premier est identique à celui du Pont de Monvert, le massif de la Borne constituant l'extrémité est du Mont Lozère, décalée vers le Nord, d'une douzaine de km, par la faille de Villefort, faille de décrochement sénestre ; le second est décrit comme un granite porphyroïde, à grain fin à moyen, à biotite et muscovite, à feldspath potassique et plagioclase).



Site 2 : peu avant le village de Pont de Monvert, en bordure de route, où des travaux ont rafraîchi les affleurements, le **granite du Pont de Monvert** (et de la Borne) affleure ici largement, très découpé par un réseau de diaclases. C'est un granite porphyroïde, grossièrement grenu, de couleur claire, constitué de quartz, feldspath plagioclase et potassique ; ce dernier atteint des tailles pluri centimétriques, d'où l'appellation *granite à dent de cheval*, et présente très souvent la macle caractéristique de Carlsbad. La biotite constitue le principal minéral accessoire. Nous suivrons ce granite durant tout le parcours jusqu'à l'arrêt suivant.



Granite porphyroïde du Pont de Monvert (photos JP Bouvier)

Site 3, entre le pont de Monvert et la Brousse. Le paysage a changé, tout est arrondi, la surface comme

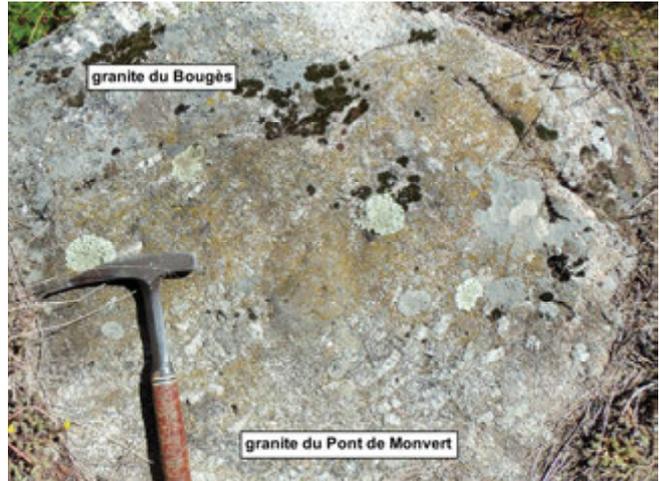


Le paysage émoussé, vers la Brousse (photo JP Bouvier)

les blocs, de tailles très diverses, qui la parsèment et constituent souvent des amas importants.

Nous sommes au contact entre le granite du Pont de Monvert et celui du Bougès. Un bloc (en place ?) montre ces deux granites.

Ce **granite du Bougès** est une roche grossièrement grenue, de couleur gris bleu, à 2 micas, où la biotite est dominante et la muscovite plutôt rare, avec du feldspath potassique et plagioclase.



Bloc montrant le contact entre les 2 granites (photo JP Bouvier)

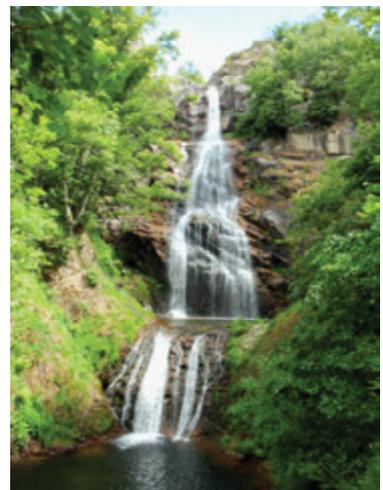


Granite à biotite du Bougès (photo JP Bouvier)

Site 4a, autour de Rûnes. Ici tout s'appelle Rûnes, le village, le ruisseau, le chaos, la cascade et même la pierre avec ses runes.

la cascade : le site, classé, a été très bien aménagé (parking, panneaux d'information, sentier d'accès balisé, table panoramique). Le sentier, partant du haut de la cascade, conduit au pied de celle-ci, une soixantaine de mètres plus bas. Elle est formée par le ruisseau de Rûnes (auquel certains donnent le nom de Miral, celui du château situé beaucoup plus bas) affluent du Tarn. Elle descend en plusieurs paliers, formant des vasques. Les eaux ont été captées au-dessous de la cascade et amenées par une conduite forcée à une petite centrale électrique, 200 m plus bas.

(Photo Martine Conte)



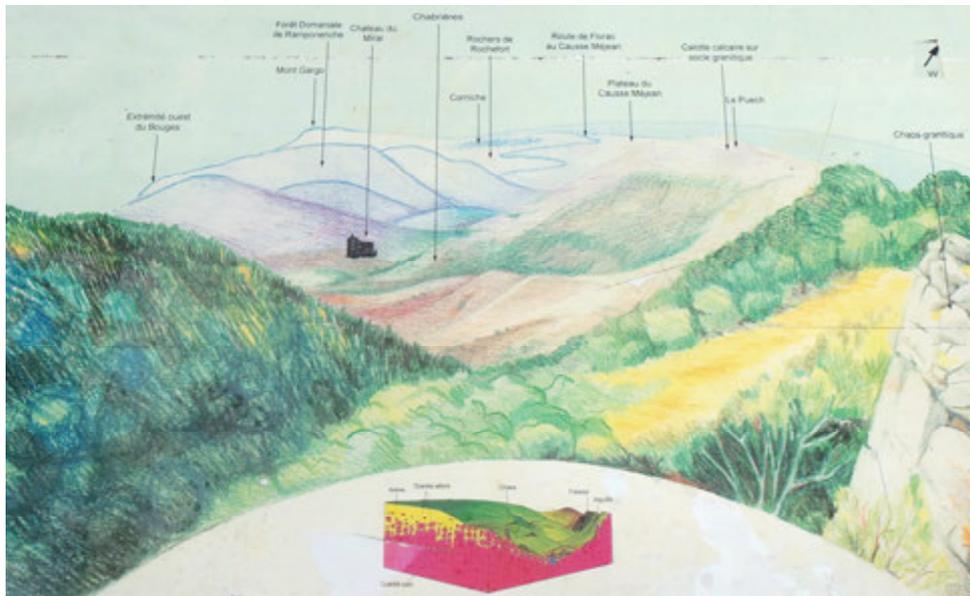
La pierre gravée : au niveau du haut de la cascade, un petit sentier (qui, en descendant, part sur la droite, ou, en remontant, sur la gauche) mène à une pierre (runique ?) gravée, en granite. Celle-ci représente un "ouroboros", c'est-à-dire un serpent en cercle qui se mord la queue. Il s'agit d'un très vieux symbole qui a été retrouvé dans plusieurs civilisations anciennes (Moyen Orient, Inde, Scandinavie, Amérique centrale, etc.).



la pierre (runique ?) de Rûnes

Sa présence ici serait liée au passage de vikings (on retrouve ce symbole sur leurs bateaux) ? Sur son pourtour une inscription qui se transcrit en "*frà iordu himini bui frà himin til iorbar*", et peut se traduire par "*de la terre jusqu'au ciel et du ciel vers la terre*".

Le paysage



la table panoramique

A mi-descente vers le pied de la cascade, un petit replat dégagé offre une large vue sur les vallées du ruisseau de Rûnes et du Tarn ainsi que sur les Causses ; un panneau y décrit le paysage et la formation d'un chaos granitique.

De plus, sur la droite, on observe très bien le contact discordant entre le granite et les calcaires du Jurassique inférieur.



(Photo JP Bouvier)

Site 4b : le chaos de Rûnes se situe au nord du village, sur la route menant aux Laubies. Il est découpé dans le granite du Bougès et représente un bel exemple du processus d'altération du granite, tel qu'illustré sur la table panoramique de la cascade. Par contre ici l'arène a disparu, régulièrement lessivée ; il ne reste qu'un amas de blocs, encore parallélépipédiques mais déjà bien émoussés.



Le chaos de Rûnes formé dans le granite du Bougès (photo H. Lardet)

Site 5, sur la petite route transversale menant à la Brousse, par le hameau de Fontpadelle et les belles ruines de Paillasse et Peyreguy, au croisement avec le chemin forestier conduisant à la Font de Bernard et sur ce dernier chemin. Cette traversée se fait dans le granite des Signaux, dans sa variété **granite du sommet de Finiels**.



Granite du sommet de Finiels, à Fontpadelle (photo JP Bouvier)



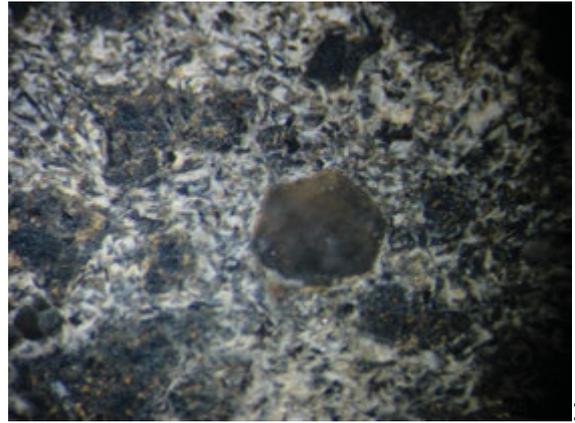
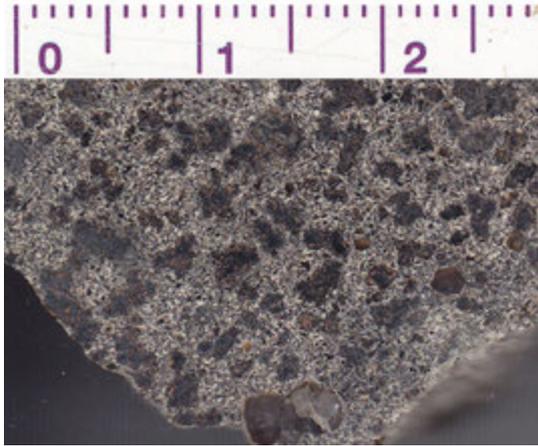
Mélange de granite et de schiste (photo JP Bouvier)

C'est encore un granite à 2 micas, moyennement grenu, gris clair, à muscovite et biotite, quartz, feldspaths plagioclases et potassiques. Les proportions de micas varient ; au sud la biotite domine puis, en allant vers le Nord, les rapports évoluent pour finir en faveur de la muscovite. Nous n'en verrons que le faciès à biotite.



Bloc de granite à biotite du Finiels avec une enclave pluri décimétrique (photo JP Bouvier)

Il contient de nombreuses enclaves, dont nous observerons deux types le long du chemin de Font Bernard. Des blocs de schiste, souvent de grande taille, et des enclaves mélanocrates, de formes arrondies et de tailles variant du cm à plusieurs dm. Ces enclaves sont essentiellement formées de biotite et de feldspath, peut-être de l'amphibole, avec un peu de quartz souvent en cristaux automorphes (?). La biotite se trouve en paillettes isolées, noyées dans le feldspath, ou en masses touffues et sombres (biotite et/ou amphibole ?).



Polissage d'une enclave montrant les amas de biotite, les paillettes donnant l'impression d'aiguilles, noyées dans le fond feldspathique et quelques sections hexagonales de quartz, mieux visibles sur l'agrandissement de droite (photo JP Bouvier)

Carrière de la Veissière



Au passage, nous dirigeant vers le village des Laubies, nous ferons une courte halte à la Veissière, pour observer rapidement, non les menhirs, mais une petite carrière d'extraction de calcaires roux, datés Hettangien inférieur, qui reposent directement sur le granite.

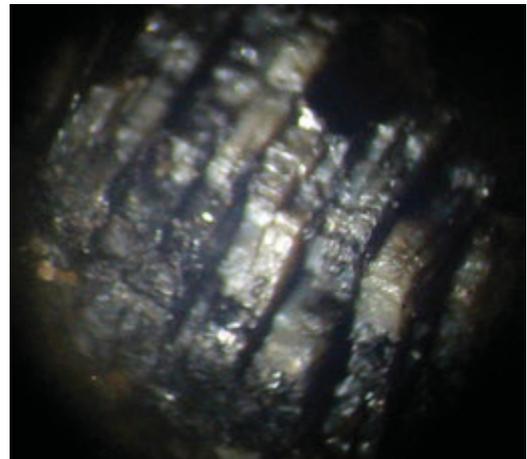
(photo JP Bouvier)

Site 6, Les Laubies, et sur la piste menant au lac de Barandon.

Granite des Laubies. Souvent appelé *adamellite* (de Adamello, massif alpin italien) il est aujourd'hui considéré comme un *granite monzonitique à biotite et cordiérite*. De couleur claire, il est moyennement grenu, constitué de quartz, feldspath alcalin



Granite des Laubies. Plusieurs cristaux de cordiérite se remarquent, notamment en haut et à gauche (photo JP Bouvier).



Cristal centimétrique de cordiérite. (photo JP Bouvier)



quelques gros cristaux atteignant 2 cm, biotite, rare muscovite et des cristaux centimétriques de cordiérite, généralement très altérée et se présentant en prismes découpés en tranches.

De très nombreuses enclaves de diorite (ou de vaugnérite ?) parsèment ce massif avec des tailles très variables (du cm à l'hm).

Granodiorite des Laubies (photo JP Bouvier)

Site 7, oublié au passage mais intéressant par le point de vue sur la vallée du Tarn, et le Causse Méjean, sans oublier les deux buttes témoins formées par les calcaires liasiques.



(photos M. Conte)

Site 8 : Granite des Bondons, entre les Bondons et le Cruzet. Délimité et légendé sur la carte géologique, par une mince bande au sud-est des Bondons, sa description a été apparemment oubliée dans la notice de la carte géologique.



C'est un granite porphyroïde, moyennement grenu, à biotite et muscovite, de couleur rosée due aux feldspaths dont certains, sub-automorphes, atteignent une taille supérieure à 2 cm.

Granite porphyroïde des Bondons (photo JP Bouvier)

Mines d'uranium

Nous ferons une dernière halte, au-dessous des Bondons, au Crouzet, pour observer les vestiges des exploitations de minerais d'uranium. On n'en voit plus que quelques rares bâtiments ayant trouvé une autre utilisation et, si on le sait, des traces d'aménagements et de terrils.



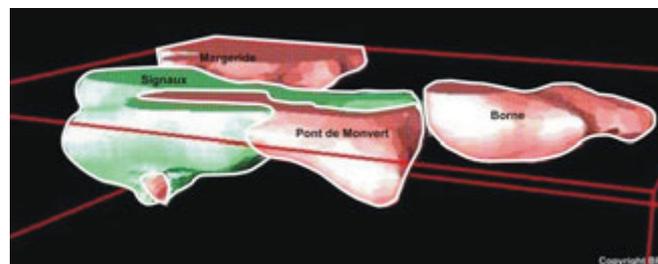
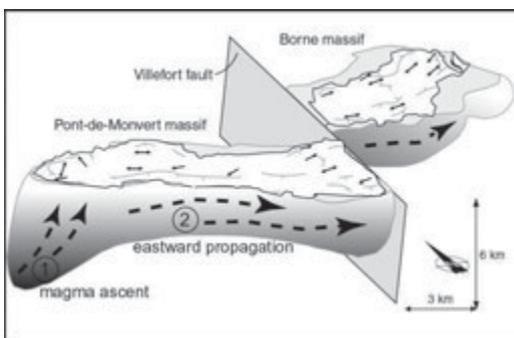
(photo H. Lardet)

Âge et mise en place des granites

De nombreuses études ont été réalisées pour déterminer l'âge de mise en place ou de solidification des granites du Massif Central. Les différents granites du Mont Lozère ont été analysés dès 1971 ; les âges annoncés sont assez dispersés. En 1971 ils sont annoncés vieux de 435 Ma (Ma = million d'années), mais très vite on se rend compte que ça ne convient absolument pas. Les méthodes sont améliorées et ils sont alors rajeunis à 285 Ma (ce sont les âges indiqués sur la carte géologique dont un extrait est ci-joint). Plus tard ils vieillissent, 300 à 305 Ma ; et les dernières datations connues leur donnent un âge de 310 à 315 Ma, selon le type de granite et la méthode utilisée.

Tous les auteurs s'accordent pour considérer les granites du Mont Lozère comme intrusifs dans les schistes. Et, même si le granite du Pont de Monvert apparaît comme légèrement plus vieux que les granites des Signaux, les observations de terrain et autres le font considérer comme lui-même intrusif dans ces derniers.

Le BRGM a mené il y a quelques années un programme de modélisation 3D du Massif Central ; il en est résulté les schémas suivants qui proposent notamment une mise en place du granite du Pont de Monvert.



Sa source se trouve à l'Ouest, il est monté à travers le granite du Bougès puis s'est écoulé, plus ou moins horizontalement vers l'Est, s'est définitivement solidifié avant que son extrémité orientale ne soit tronquée par le décrochement de Villefort.

crystallisation différentielle – diagramme de Bowen

La matière existe sous 3 états, solide, liquide, gazeux, selon les conditions de température et de pression auxquelles elle est soumise.

On définit ainsi des diagrammes de phase séparés en 3 domaines par 2 courbes :

- la courbe solidus qui sépare le domaine solide du domaine liquide.
- la courbe liquidus formant la limite entre les domaines liquide et gazeux

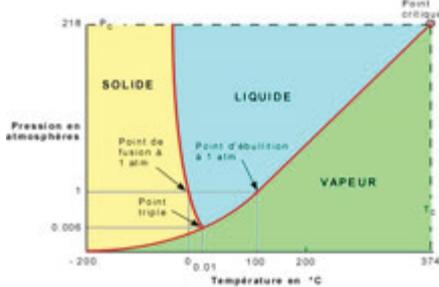
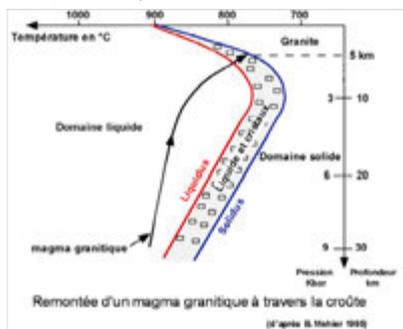


Diagramme de phase de l'eau

Les constituants des roches, notamment les silicates, ont des comportements similaires, sauf que les températures atteintes ne permettent pas l'état gazeux. Les magmas sont des mélanges de matériaux divers, les diagrammes de phase deviennent donc beaucoup plus complexes et vont alors présenter 3 états, solide, mélange solide et liquide, totalement liquide. Il y a toujours 2 courbes, solidus et liquidus, cernant un domaine mixte, liquide et solide (cristaux) entouré des domaines solide et liquide. Les limites peuvent être très variables, surtout si de l'eau est présente, abaissant considérablement les températures de fusion.

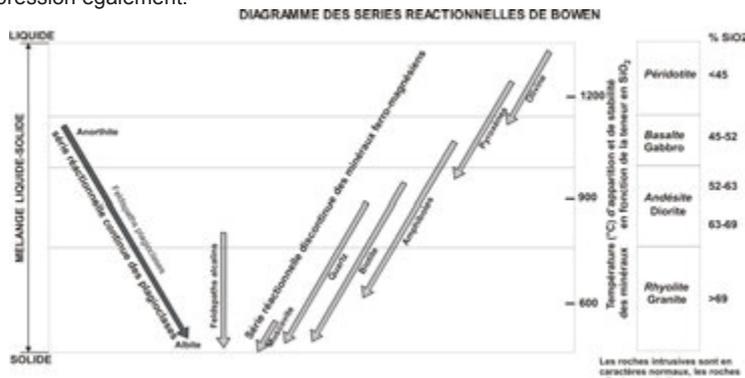


En remontant à travers la croûte le magma granitique se refroidit lentement, sa pression chute beaucoup plus rapidement ; à environ 6 km de profondeur il atteint la ligne du liquidus et les premiers cristaux commencent à se former. A 5000 m de profondeur il franchit sa ligne de solidus et on considère qu'il est alors totalement solidifié. Ce n'est que l'érosion, ou un événement tectonique, qui le fera parvenir à la surface.

Les magmas à l'origine des roches de composition granitique proviennent du manteau terrestre. Selon qu'ils arriveront en surface ou se stabiliseront en profondeur, ils formeront, dans le premier cas, des roches effusives, des laves du type rhyolite ; dans le second cas, le magma se refroidira plus ou moins rapidement pour donner la roche cristalline qu'est le granite. Ce sont la profondeur de refroidissement et la rapidité de celui-ci qui, de façon générale, orienteront la variété de granite.

Cela est dû au fait que tous les éléments n'ont pas la même température de cristallisation (ou de fusion). Ceci est exprimé par le diagramme de Bowen ci-après, qui décrit la séquence de cristallisation des divers minéraux en fonction de la température atteinte par le magma dans la zone comprise entre solidus et liquidus (ce diagramme n'a rien d'absolu, de nombreuses contraintes y apportent de nombreuses altérations).

Ainsi, un magma de composition granitique est, à 30 km de profondeur et une température voisine de 1000 °C, à l'état liquide. Lorsqu'il va remonter vers la surface, remontée très lente, sa température va progressivement diminuer, sa pression également.



Ceux dont la température de fusion est la plus élevée cristallisent en premier (olivine puis pyroxènes) ; au fur et à mesure de l'abaissement de la température suivent les amphiboles, la biotite, puis le quartz, les feldspaths alcalins et enfin la muscovite. Il y a une autre série de cristallisation quelque peu différente, c'est celle des feldspaths plagioclases qui cristallisent en premier par leur pôle calcique (anorthite) pour finir par le pôle sodique (albite).

Jean-Pierre Bouvier

L'habitat du Mont Lozère

Photos E. Touraud

Les hommes se sont installés sur les pentes du Mont Lozère à une altitude élevée et dans un climat froid. Ils ont recherché des lieux au soleil, à l'abri du vent, où la culture et l'élevage pouvaient être pratiqués non loin de l'habitation. Ils ont bâti sur le rocher, entre pâturages et terres labourables, toujours près d'un point d'eau (tourbières, sources, ruisseaux). Ainsi, la majorité des fermes et des hameaux du Mont Lozère est implantée entre 900 et 1200 mètres, à mi-pente des versants sud, dans une zone de replats intermédiaires entre les sommets et les vallées.

Les hameaux sont faits de fermes basses et trapues fortement enracinées dans le sol, n'offrant pas de prise aux vents froids et violents. La pierre est taillée dans les blocs de granite (directement dans les chaos) et la technique de construction utilisée est la pierre sèche mal dégrossie. L'ensemble participe au mimétisme entre habitat et milieu naturel (homogénéité de teintes et de matières).



Les constructions du Mont Lozère frappent par leurs façades massives. Celles-ci ne sont jamais bien hautes limitant ainsi la prise au vent. Les ouvertures, peu nombreuses et de petite taille, ont un rôle d'éclairage et de ventilation et sont concentrées sur le mur le plus ensoleillé. Elles sont équipées d'encadrement dont la taille, parfois impressionnante et démesurée par rapport à l'ouverture plus petite, révèle une véritable maîtrise de cet art. Les photos ci-dessous ont été prises au village de Grisac.



Les arcs de granite constituent des éléments caractéristiques du bâti du Mont Lozère. Composés de plusieurs claveaux (cinq au maximum), ils sont bloqués par leur

propre poids. En témoignent les illustrations ci-dessous aux villages des Laubies (à gauche) et Grisac (à droite).



Au cours de cette sortie agarienne, nous avons rencontré de magnifiques paysages, des villages authentiques pour certains encore habités mais pour d'autres, hélas abandonnés qui témoignent de cette architecture granitique. En voici quelques illustrations provenant de la commune de Fraissinet de Lozère située sur le flanc sud du Mont Lozère, à une altitude variant de 1700m à 650m. Elle regroupe une population de 200 habitants répartis sur plusieurs villages toujours actifs tels que La Brousse, Fraissinet de Lozère (photos ci-dessous) et son église du XIIIème siècle,



Finialettes, Racoules, Rûnes (photos ci-dessous) et sa célèbre cascade (70m de hauteur de chute)



mais aussi les hameaux abandonnés de Paillasse et Peyreguy (photos ci-dessous) où ont été tournés de nombreux films.



Evelyne TOURAUD

La Rubrique Scientifique

Le séisme de Barjac du 03/08/2011

Le mercredi 3 août 2011 à 5h53 le réseau de détection sismique de l'observatoire de Grenoble (réseau Sismalp) publiait le communiqué suivant :

Le réseau de détection sismique de l'observatoire de Grenoble (réseau Sismalp) a enregistré, le mercredi 3 août 2011 à 3 h 36 min (heure locale), un séisme de magnitude 3,8 dont l'épicentre était situé dans le sud-est du Massif central, à une quinzaine de kilomètres au sud-ouest de Vallon-Pont-d'Arc (Ardèche), à la limite du département du Gard. Ce séisme a été enregistré par la totalité des stations de détection du réseau, depuis la station de Combovin (Drôme), à 90 km de distance, jusqu'à une station située dans le sud de la Corse, à 500 km de distance.

La région épiscopentrale se trouve en bordure de la zone couverte habituellement par le réseau. L'occurrence de forts séismes y est relativement rare, mais on sait qu'il y a près d'un siècle (1924) est survenu dans ce secteur un séisme qui avait produit quelques dégâts légers à Largentière, à une trentaine de kilomètres plus au nord. La sismicité de cette zone est classée comme étant modérée ; cependant, depuis l'établissement du réseau Sismalp en 1989, c'est la première fois qu'un séisme d'une telle magnitude est observé dans ce secteur.

Il est trop tôt pour déterminer quelle est la faille qui est responsable du séisme du 3 août 2011. Les anciennes failles dites « cévenoles », d'orientation nord-est-sud-ouest, qui hachent la bordure sud-est du Massif central ne semblent pas impliquées, comme le révèle le « mécanisme au foyer » du séisme établi de façon préliminaire.

Nos premiers calculs indiquent une profondeur focale de l'ordre d'une quinzaine de kilomètres. Si c'est effectivement le cas, cela aurait dû favoriser la perception du séisme sur une surface assez étendue en provoquant en particulier le réveil des dormeurs, tout en modérant les dégâts qui devraient se limiter peut-être à quelques fissures dans la zone épiscopentrale. Des répliques de faible magnitude se sont déjà produites. Si leurs foyers restent profonds, il est peu probable qu'elles soient ressenties de façon significative.

La séquence sismique a, en fait, été constituée d'un certain nombre d'événement :

- 2 événements mineurs précurseurs de magnitude 1.7 et 1.6.
- Quatorze répliques, de magnitude comprise entre 1.5 et 2.3, détectées au cours des heures qui ont suivi le choc principal

Ce séisme qui a eu lieu dans une zone réputée peu sismique, au sud-est de Barjac a été ressenti par de nombreux habitants de la région.

Devant les nombreuses interrogations qui nous ont été transmises nous avons cherché à apporter des explications basées sur des analyses de « spécialistes » au travers des données disponibles. Nous avons donc consulté les informations diffusées par les réseaux officiels sur internet.

Ce séisme (et les événements associés) apparaît sur les sites :

- de SISMALP avec une magnitude de 3,8
- du RENASS (réseau national de surveillance sismique) avec une magnitude de 4,1
- sur le réseau DASE CEA avec une magnitude de 4,3.
- du Bureau Central Sismologique Français avec une magnitude de 4,5

De même le positionnement des événements présente des variations notables (voir carte page 57).

Nous avons donc interrogé un « spécialiste » pour essayer de comprendre ce qui s'est passé et les différences constatées dans les documents. Vous trouverez, ci-dessous, le long développement de Laurent Bollinger sismo-tectonicien au CEA/DASE. Pour compléter cet ensemble de questions/réponses, on trouvera un ensemble de documents pédagogiques mis en ligne par l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg.

Il convient de savoir que la localisation exacte d'un séisme et l'analyse du mécanisme mis en jeu, sont des opérations complexes. Elles se basent sur l'analyse des enregistrements réalisés par différentes stations au travers d'un modèle de terrain qui permet de faire des hypothèses sur le trajet des différents types d'ondes. Il faut à la fois des stations proches et des stations éloignées (à distance téléseismique).

Pour le séisme de Barjac les stations contributrices sont toutes à plus de 20 km et, de part sa magnitude relativement faible, à des distances téléseismiques, les signaux captés sont peu utilisables.

Il en résulte que l'analyse des données instrumentales présente des solutions très discordantes, assorties de fortes incertitudes.

Jean-Pierre Rolley

Réponses aux questions : Laurent Bollinger, sismo-tectonicien au CEA/DASE (Département Analyse Surveillance Environnement).

Le séisme de magnitude ML-LDG=4.3 du 3 août 2011 à 01h36min TU a été localisé par les réseaux sismologiques CEA-DASE/ Renass et Sismalp au Nord du Gard entre le Nord du fossé d'Alès et le Nord de la zone des Garrigues dans la région de Barjac (Figure 1).

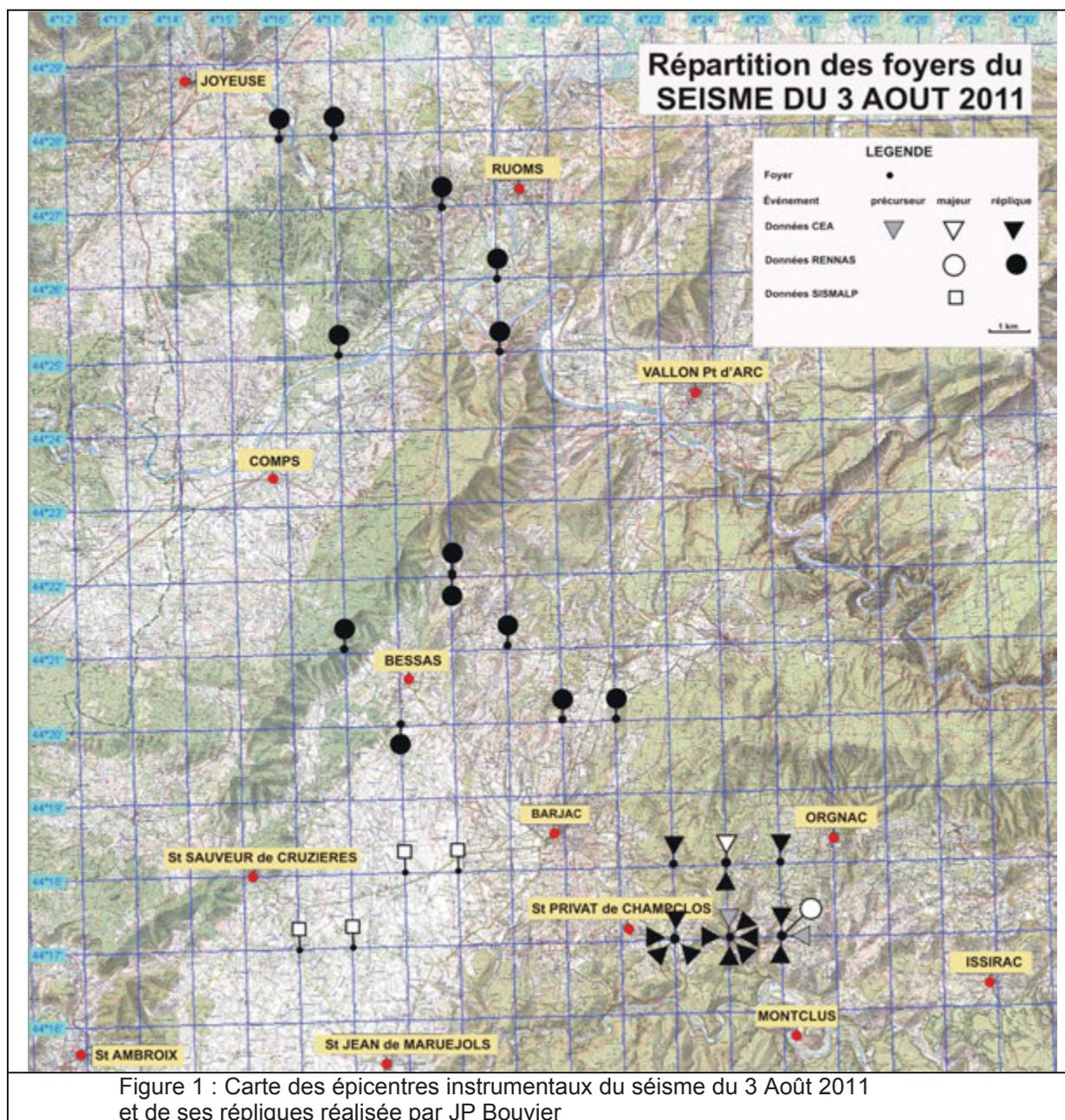


Figure 1 : Carte des épocentres instrumentaux du séisme du 3 Août 2011 et de ses répliques réalisée par JP Bouvier

Pourquoi de telles différences entre localisations ?

Il y a des différences qui peuvent paraître significatives au premier abord entre les solutions Renass, Sismalp et CEA/DASE présentées sur la figure 1.

Ces différences sont dues à plusieurs paramètres :

-La géométrie du réseau considéré n'est pas identique. Le réseau CEA/DASE

est relativement homogène au niveau du territoire métropolitain et l'événement du 3 Aout est enregistré avec une très bonne couverture azimutale.

De plus, les épïcètres publiés par le CEA/DASE incorporent aussi les temps d'arrivées aux stations de nos voisins (Espagne, Suisse, Allemagne ...).

Au total plus de 100 stations ont été prises en compte dans un premier temps, beaucoup ont été pointées.

-pour localiser l'évènement sismique il faut un modèle de vitesse des ondes sismiques. Les modèles de vitesse comme les algorithmes de localisation peuvent différer d'un institut à l'autre induisant des différences de localisation sensibles.

- la mauvaise connaissance que nous avons du modèle de vitesse sismique introduit des biais ... et des résidus en temps pour chacune des stations ou les phases sismiques sont pointées par les analystes. Ce sont ces résidus en temps qui permettent de déterminer par défaut la profondeur de l'évènement. Il y a donc des trade-offs entre modèle de vitesse sismique, localisation épïcentrale et profondeur.

Typiquement, avec le réseau sismique national, les incertitudes sur la localisation absolue sont de l'ordre de 5 km sur le territoire métropolitain. Un travail d'analyste dédié et de bonnes conditions quand l'évènement sismique est enregistré à de nombreuses stations aux azimuts variés peu conduire à des incertitudes plus réduites de l'ordre de 2 km. Si on reportait sur la figure 1 les ellipses d'incertitudes sur les épïcètres déterminés par chacun des instituts, les solutions n'apparaîtraient plus très différentes les unes des autres.

Pourquoi ces disparités entre les distances inter-répliques (Figure 1, répliques Renass et CEA-DASE par exemple) ?

La dispersion des répliques est faible pour la solution CEA/DASE : tous les épïcètres des séismes sont présents dans un carré de moins de 5 km de côté.

Cela s'explique parce que les analystes en poste ont localisé les répliques en utilisant des méthodes dédiées: ils se servent par exemple de techniques leur permettant d'estimer les ressemblances des formes d'ondes et de mieux estimer les très petites avances ou retards de certaines phases sismiques par rapport à la première phase arrivée pour un évènement donné en comparant les évènements entre eux (exemple la différence de temps d'arrivée entre la S et la P entre les évènements) en employant entre autre des techniques de cross-corrélation de type 'master event' ou de 'doublet' dans le jargon des sismologues. Ces techniques permettent d'avoir de très bonnes estimations des distances relatives entre évènements.

Qu'en est-il de la profondeur de l'évènement ?

La profondeur est souvent le parent pauvre de la localisation en sismologie. Schématiquement, les profondeurs sont calculées à partir des résidus en temps aux stations. Ces résidus en temps peuvent être induits en partie par des biais introduits par la mauvaise connaissance que nous avons du modèle de vitesse sismique.

Dans le cas du séisme du 3 Aout 2011, la position des stations contributrices à la localisation du choc principal, toutes à des distances supérieures à 20 km, comme les incertitudes sur le modèle de vitesse, sont telles que la meilleure profondeur de 4 km déterminée par le CEA/DASE par une simple minimisation des résidus des temps d'arrivée n'est à priori pas exploitable (bien que fortuitement cette profondeur H1 – pour Hypothèse 1 – soit voisine de la profondeur moyenne des évènements provençaux).

D'autres techniques sont utilisées pour estimer les profondeurs. L'analyse des formes d'ondes sismiques en champ proche ou à des distances télé-sismiques permet

de disposer d'informations complémentaires sur la profondeur.

Par exemple, l'analyse des pointés de ce que les sismologues appellent des phases de profondeur (e.g. pP, réflexion sur la surface libre de l'onde P) sur des stations à des distances téléseismiques (typiquement des distances de plus de 3000 km) permet souvent de contraindre très précisément la profondeur hypocentrale.

De par la magnitude relativement faible de l'événement sismique du 03/08/2011, très peu de signaux sismiques de qualité suffisante au pointé de phases de profondeur sont disponibles, empêchant toute étude systématique.

A des distances téléseismiques (ou presque), seule la station finlandaise de Fines, située à 21,38° de distance épacentrale a enregistré cet événement. Les signaux présentent 3 arrivées de trains d'ondes qui pourraient être interprétés comme correspondant à la réflexion sur la surface libre des ondes P et S, c'est-à-dire les phases pP et sP. La figure ci-dessous montre une interprétation possible des arrivées.

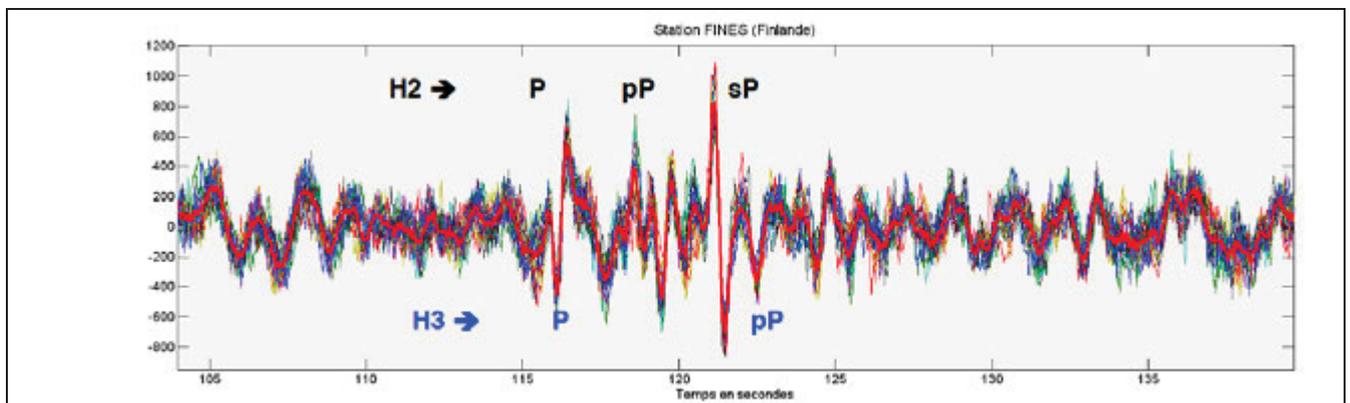


Figure 2: Séisme du 3 Août 2011 enregistré à la station Fines à 21,38° de distance épacentrale.

A noter que la station Fines se trouvant à moins de 30° de distance épacentrale, une complexité de l'onde P liée au manteau supérieur est toujours possible.

Faisant l'hypothèse qu'un des 2 paquets suivant l'onde P représente bien la pP, on obtient de la mesure du délai séparant l'arrivée de la P de la pP: (a) Hypothèse H2 - profondeur de 6-7 km (b) Hypothèse H3 - profondeur de 12-13 km.

L'inversion des formes d'ondes à distance régionale converge étonnamment vers des profondeurs significativement plus importantes.

Ainsi les 2 meilleurs mécanismes au foyer issus de l'inversion de forme d'ondes (Figure 3), et présentant des résidus similaires, présentent des solutions minimisant les résidus pour des profondeurs > 15 km. Nous retiendrons donc comme hypothèse H4 une profondeur de 15-20 km. La profondeur ne pouvant être bien supérieure au regard des résidus en temps d'arrivée très importants pour des profondeurs supérieures ... En fixant de telles profondeurs dans le calcul de localisation, les résidus en sortie de ce calcul apparaissent sensiblement plus importants que pour des profondeurs plus faibles, plus la profondeur fixée est importante plus la qualité de localisation –en terme de résidus- semble se dégrader.

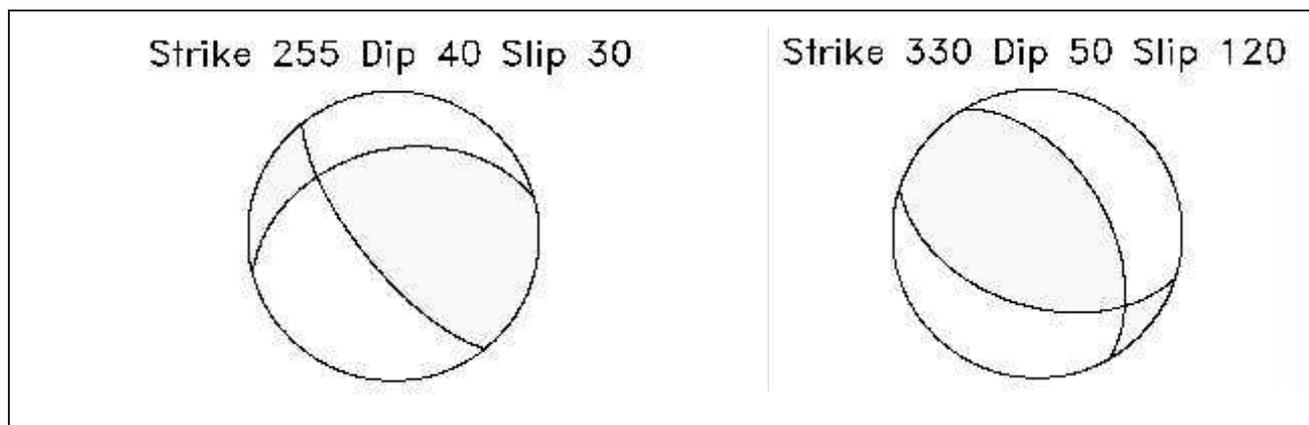


Figure 3 : Deux mécanismes au foyer issus de l'inversion de forme d'onde à distance régionale, aux résidus similaires. Ces 2 solutions double-couple sont compatibles avec des mouvements sur des failles inverses partiellement décrochantes à pendage relativement fort pour des chevauchements. Si ces mécanismes sont robustes, ils traduisent probablement la réactivation d'une rampe ou d'un chevauchement hors-séquence, ou l'inversion d'une faille normale.

Il est à noter que l'analyse de polarisation des ondes Pn et Pg (Figure 4) (qui ne permet pas d'apporter d'information complémentaire sur la profondeur de l'événement) montre que le mécanisme déduit de l'inversion des formes d'onde basse fréquence, n'est pas parfaitement compatible avec le mécanisme sur la polarité (haute fréquence).

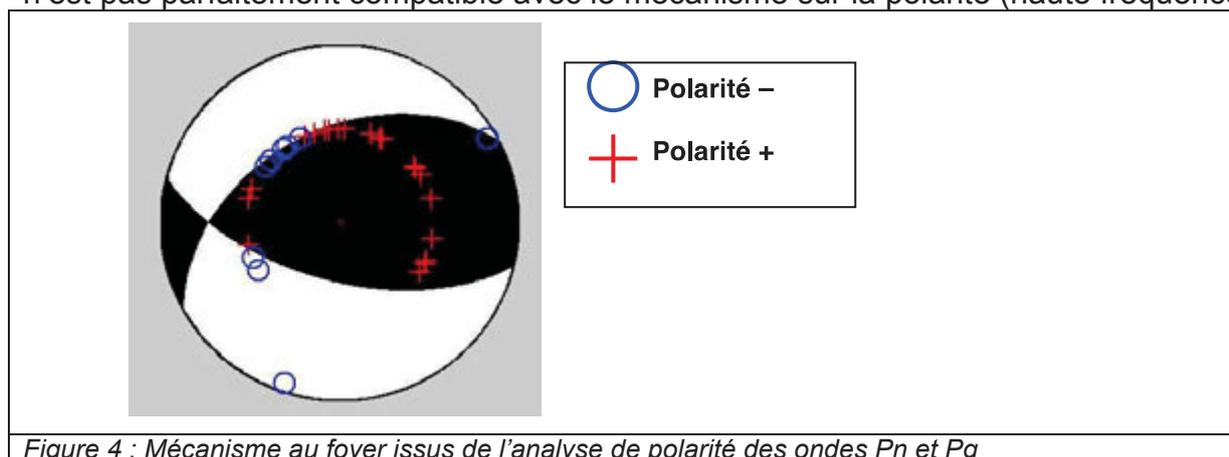


Figure 4 : Mécanisme au foyer issu de l'analyse de polarité des ondes Pn et Pg

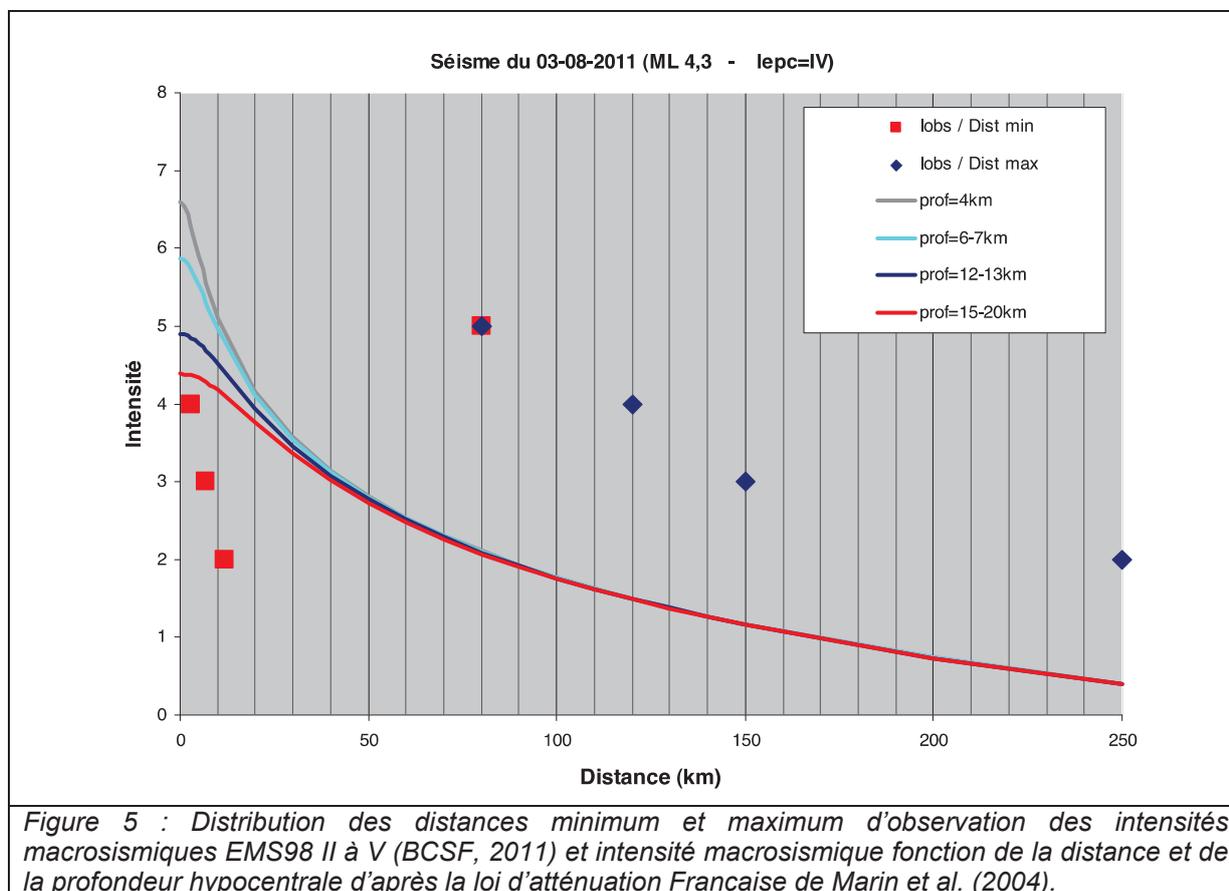
Pour conclure sur les données instrumentales, les déterminations de la profondeur issues de l'analyse des données sismologiques disponibles, présentent des solutions très discordantes, assorties de fortes incertitudes.

L'événement ayant été largement ressenti dans la région, les 4 hypothèses pourront être confrontées à une importante base de données macrosismiques. Seules des déterminations préliminaires d'intensité EMS-98, issues de l'analyse automatique des questionnaires macrosismiques en lignes sont disponibles pour le moment (sur le site web <http://www.franceseisme.fr/> du BCSF, Bureau Central Sismologique Français).

Il apparaît qu'hormis une observation isolée présentant l'intensité V (traduisant vraisemblablement, de par sa distance à l'épicentre et aux autres données macrosismiques, (a) ou une information erronée (b) ou un effet de site) l'intensité macrosismique maximale est de IV.

Faisons l'hypothèse que la densité d'informations macrosismiques est suffisante dans les 20 km autour de l'épicentre pour évaluer la profondeur de l'événement en confrontant ces données avec une loi d'atténuation Française (Marin et al. (2004) sur Figure 5).

On obtient alors que les profondeurs des hypothèses H1 et H2 sont trop faibles au regard de la non réalisation d'intensité V dans les 10 km autour de l'épicentre. Les hypothèses H3 et H4 sont, quand à elles, mieux compatibles avec les données macrosismiques disponibles actuellement.



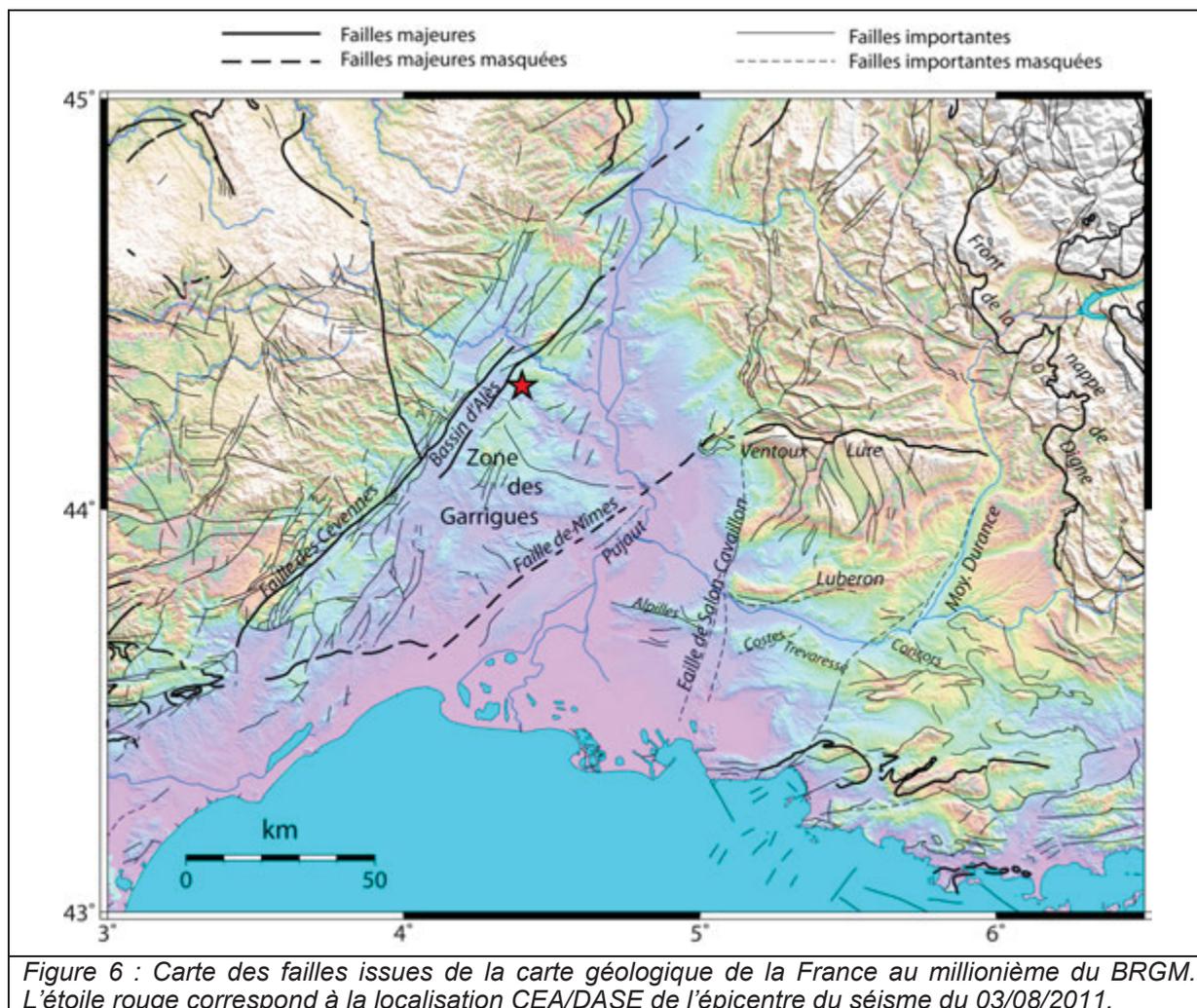
Si en revanche ce résultat est infirmé par la réalisation d'une intensité V en champ proche de l'épicentre, ou que l'observation la plus proche de l'épicentre se situe à plus de 10 km de ce dernier, les hypothèses H1 et H2 seront envisageables.

A noter que pour le tectonicien, des profondeurs de 12-20 km pour des séismes dans cette région apparaissent étonnamment grandes; les événements sismiques se produisant dans la région provençale en moyenne à 4 km de profondeur.

Qu'est ce que cet événement sismique nous apprend de la structure tectonique qui a produit le séisme ?

Peu de séismes ont été localisés dans la région de Barjac par le passé ; aucun séisme instrumental de la magnitude de celui du 3 Août n'ayant été enregistré au préalable. Les données sismologiques recueillies sont donc importantes.

D'autant plus importante que cette région, bordée par les failles des Cévennes et de Nîmes est le témoin d'une tectonique complexe et polyphasée dont l'activité récente est très peu documentée (Figure 6).



L'épicentre se situe à proximité immédiate d'un grand nombre de structures tectoniques importantes dont l'activité tectonique comme l'évaluation de leur potentiel sismogène font toujours l'objet de grandes incertitudes de par le faible nombre d'indices néotectoniques relevés sur le terrain :

- des failles de directions Cévenoles (Faille des Cévennes et Faille de Barjac-Saint-Remèze-Saint Montant). La faille des Cévennes est la plus connue d'entre elles, présente une histoire tectonique ancienne polyphasée, une trace morphologique marquée, mais des indices d'activités néotectoniques qui ne font pas consensus dans la communauté scientifique. Tout indice d'activité sismique serait donc crucial pour l'évaluation de son potentiel sismogène.
- des failles bordières du fossé d'Alès qui leur sont souvent associées (dont les failles d'Alès et de Barjac). La faille d'Alès est donnée comme étant une faille listrique majeure, au pendage beaucoup plus faible que la faille des Cévennes au sens strict. Cette faille, dont la trace de surface coïncide avec celle des Cévennes ne présenterait pas l'extension crustale de cette dernière mais viendrait se brancher sur un niveau de décollement superficiel, présent à 6-7 km sous la zone des Garrigues, sous l'épicentre du 3 Août 2011. Des failles conjuguées (à pendage Ouest) bordent le fossé d'Alès à l'Est parmi lesquelles la faille de Barjac qui se trouve elle aussi à proximité de l'épicentre du séisme du 03/08/2011. Entre les 2, quelques structures Nord-Sud compressives données comme miocène.
- des failles et plis de la zone des Garrigues, dont l'anticlinal du bois de Ronze et le synclinal d'Issirac dans la région du séisme du 03/08/2011.

Ces failles sont les seules failles connues qui présenteraient des rejeux compatibles avec les mécanismes au foyer du séisme, compatibles avec des rejeux de chevauchement raides, presque Est-Ouest, présentés en Figure 3 et 4. Les failles des Garrigues sous-jacentes pourraient être des failles capables de produire l'événement du 03/08/2011 si une profondeur de 4-7 km du séisme était confirmée.

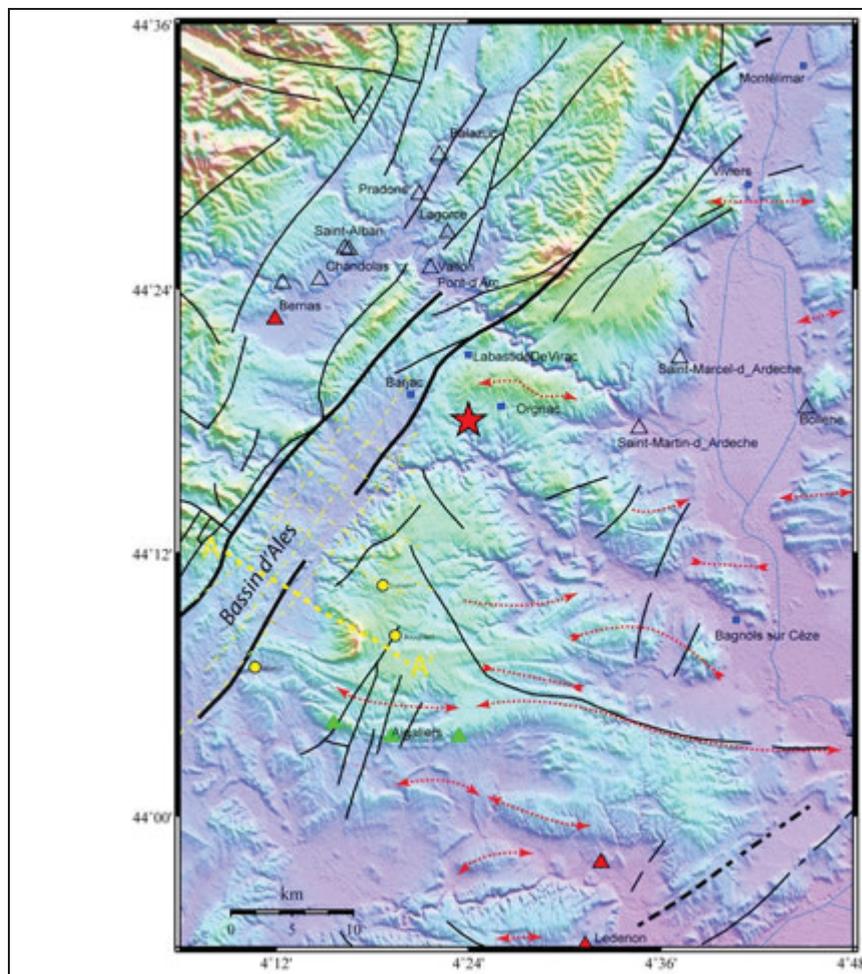


Figure 7 : Carte des structures tectoniques et indices néotectoniques de la région de Barjac (Epicentre du séisme : étoile rouge). Les failles sont issues de la carte géologique de la France au Millionième (voir légende en figure 6). Les axes de plis anticlinaux et synclinaux sont en rouge. Les indices néotectoniques sont matérialisés par les triangles. Triangles noir : indices rejetés par le comité de pilotage de Neopal ; triangle rouge, indices possibles. Triangles vert : autres indices néotectoniques.

Quelles conclusions retirer de toutes ces observations ?

La confrontation des paramètres instrumentaux déduits de la localisation et de l'étude des formes d'onde du séisme du 03/08/2011 localisé dans la zone des Garrigues ne permet pas de proposer une solution unique et consensuelle en termes de localisation, profondeur et mécanisme de l'événement. La présence dans la région de structures tectoniques nombreuses dont l'activité n'est pas clairement démontrée, et les incertitudes sur les paramètres instrumentaux sont telles que son association à une structure tectonique ne peut être faite avec certitude. Il ressort toutefois, de par sa localisation épiscopentrale et son mécanisme au foyer traduisant une compression Nord-Sud accommodée sur des plans d'orientation Est Ouest à pendage intermédiaire, que l'événement pourrait traduire une activité sur une rampe sous-jacente à un des plis des Garrigues : le pli du bois de Ronze. De par la profondeur attendue de cette structure, qui se développe vraisemblablement entre le niveau de décollement basal (6-7km) et la sub-surface, cette activité aurait dû se traduire par des intensités macrosismiques au moins égales à V dans un rayon de 10 km de l'épicentre. Des intensités aussi importantes n'ont cependant pas été relevées par le Bureau Central Sismologique Français lors du recensement des témoignages internet spontanés. D'autre part, la

profondeur instrumentale de l'événement n'a pu être déterminée de manière convaincante, ne nous permettant pas de conclure avec certitude sur la structure sismogène responsable de l'événement.

Une évaluation de la profondeur hypocentrale de ce type d'événement sismique rare par une expérience dédiée, telle que le déploiement d'instruments pendant les quelques jours qui suivent le choc principal, aurait pu limiter ces incertitudes et permettre l'identification d'une faille active éventuelle et la meilleure évaluation de son potentiel sismogène.

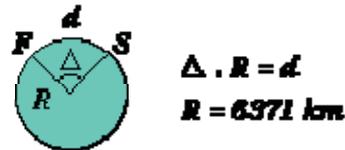
Pour celles et ceux qui voudraient en savoir plus

**Documents pédagogiques de l'Ecole et Observatoire des
Sciences de la Terre de Strasbourg**

<http://eost.u-strasbg.fr/pedago/Accueil.html>

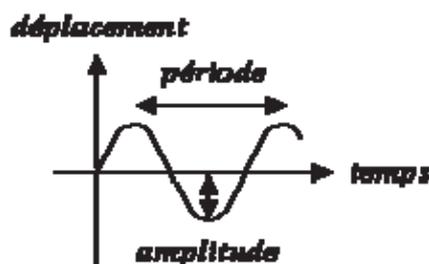
GLOSSAIRE SISMOLOGIQUE

- Accélération de pesanteur: la accélération due à la force gravitationnelle d'attraction terrestre. Elle est généralement appelée g et vaut $g=9.8\text{m/s}^2$.
- Accéléromètre : sismographe qui mesure les accélérations du sol en fonction du temps.
- Aire macrosismique : zone géographique où l'intensité dépasse une certaine valeur (généralement II, III ou IV). Elle correspond à la zone où le séisme a été ressenti.
- Aléa sismique: probabilité pour une région de subir des secousses sismiques.
- Amplitude (des ondes) : hauteur maximale de la crête d'une onde ou profondeur maximale d'un creux (voir période).
- Archéosismologie: discipline qui vise à reconstituer le cycle sismique d'une région à partir d'observations sur des failles situées sur des sites archéologiques.
- Asismique (région) : région presque exempte de séismes.
- Coniques (ondes) : type d'ondes se propageant dans la croûte qui touchent le Moho avec une incidence critique si bien qu'elles sont réfractées le long de l'interface entre le manteau et la croûte. On les note généralement P_n ou S_n .
- Distance épacentrale: distance entre le foyer et la station. Quand on est "près" du séisme, on donne souvent la distance épacentrale en km (d). Quand on est plus loin, on la donne en degrés (D).



- Duplication : phénomène observable sur un hodochrone. Il consiste en l'arrivée de deux ondes de même type à deux temps différents pour une même distance épacentrale.
- Echelle de Mercalli : échelle d'intensité de séisme qui date de 1902. Elle n'est plus guère utilisée.
- Echelle M.S.K : échelle d'intensité de séisme qui comporte 12 degrés. Le degré I correspond à une secousse seulement détectée par les instruments, les dégâts matériels ne sont importants qu'à partir de VIII, et XII caractérise une catastrophe. C'est actuellement l'échelle de référence en phase d'être remplacée en Europe par l'échelle EMS 92 (European Macroseismic Scale 1992).
- Echelle de Richter : échelle de référence qui évalue l'énergie des séismes par la valeur de la magnitude.
- Epicentre macrosismique : lieu de plus forte intensité ressentie; il peut être différent de l'épicentre réel ou microsismique, car les effets de surface comme la présence d'alluvions ou le relief peuvent amplifier les ondes sismiques.
- Epicentre microsismique (ou épicentre réel) : point de la surface terrestre situé à la verticale du foyer (ou hypocentre) d'un séisme.
- Essaim de séismes : série de séismes ayant lieu dans une zone restreinte, aucun d'entre eux n'étant de grandeur exceptionnelle.

- Faille :** fracture ou zone de rupture dans la roche, le long de laquelle les deux bords se déplacent l'un par rapport à l'autre, parallèlement à la trace de la fracture.
- Foyer (ou hypocentre) :** point de départ de la rupture des roches.
- Hodochrone :** graphique ou fonction donnant le temps d'arrivée d'une onde à une station sismologique en fonction de la distance épacentrale.
- Intensité (d'un séisme) :** mesure des secousses du sol évaluée à partir des dégâts subis par les constructions, les modifications de la surface du sol et les impressions des témoins.
- Isoséiste :** courbe reliant les lieux ayant subi la même intensité sismique.
- Latitude :** la latitude d'un point sur la Terre correspond à la distance angulaire, généralement exprimée en degré, qui sépare ce point de l'équateur. Les latitudes se comptent de -90° à $+90^\circ$ et la latitude de l'équateur est 0° .
- Longitude :** la longitude d'un point sur la Terre est la distance angulaire, généralement exprimée en degré, qui sépare ce point du méridien de Greenwich. La longitude se compte de 0° à 360° ou de -180° à $+180^\circ$ et la longitude de Greenwich est 0° .
- Magnitude :** valeur calculée traduisant la quantité d'énergie libérée lors d'un séisme.
- Manteau :** région de l'intérieur de la Terre
- P (onde) :** onde primaire; c'est l'onde sismique qui se propage le plus rapidement à travers les roches et qui correspond à une succession de compressions et de dilatations du milieu. On l'appelle aussi onde de compression ou onde longitudinale.
- Paléosismologie :** discipline qui vise à reconstituer le cycle sismique d'une région à partir d'observations sur des failles situées dans des terrains récents (quaternaire).
- Période (des ondes) :** intervalle de temps entre deux crêtes successives dans un régime sinusoïdal. La période d'une onde est l'inverse de sa fréquence.



- Plan de faille :** plan qui coïncide au plus près avec la surface de rupture d'une faille.
- Précurseurs (séismes) :** petits séismes précédant le séisme principal dans une série d'événements localisés dans une zone proche.
- Précurseurs (signaux) :** ensemble d'observations faites juste avant un séisme et pouvant conduire à formuler une prédiction à court terme.
- Répliques :** séismes de moindre importance succédant au plus grand (dit séisme principal) d'une série de séismes situés dans une zone proche.

Risque sismique :	conséquences de l'aléa sismique sur le plan humain, matériel et économique.
S (onde) :	onde sismique secondaire qui se propage plus lentement que l'onde primaire P et qui consiste en vibrations élastiques transversales, perpendiculaires à la direction de propagation. L'onde S ne peut se propager dans un fluide. On l'appelle aussi onde de cisaillement ou onde transversale.
Séisme (ou tremblement de terre) :	mouvement sur une faille qui engendre des secousses plus ou moins violentes à la surface du sol.
Séisme local :	séisme dont la distance épacentrale est inférieure à 1000 km environ.
Séisme régional :	séisme dont la distance épacentrale est intermédiaire entre celle des séismes locaux et des télé-séismes.
Sismicité (ou séismicité) :	distribution géographique des séismes en fonction du temps.
Sismique (onde) :	onde élastique se propageant à l'intérieur de la Terre, engendrée généralement par un séisme ou par une explosion.
Sismogramme (ou séismogramme) :	tracé de séisme.
Sismographe (ou séismographe) :	terme ancien désignant un appareil permettant de représenter sur un graphe les mouvements du sol. Il est souvent utilisé à la place de sismomètre.
Sismologie :	science qui étudie les tremblements de terre naturels ou artificiels, et d'une manière générale la propagation des ondes sismiques à travers la Terre.
Sismomètre (ou détecteur des mouvements du sol qui comporte un capteur mécanique, un amplificateur et un enregistreur. On utilise encore parfois le mot sismographe.	
Sismoscope (ou instrument simplifié détectant les séismes sans les enregistrer.	
Séisme :	séisme dont la distance épacentrale D est supérieure à 30 ° environ (c'est-à-dire plus de 3000 km).
Transducteur :	appareil permettant de transformer un signal en une autre forme de signal, par exemple un mouvement mécanique en signal électrique.
Triplication :	phénomène observable sur un hodochrone qui consiste en l'arrivée successive de trois ondes de même type à trois instants différents.
Tsunami :	raz de marée généralement engendré par un mouvement brutal du fond de la mer au cours d'un séisme.

INTENSITE D'UN SEISME

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objets, fissures ...) ou qu'ils aient causés des dégâts plus ou moins importants aux constructions. On parle alors d'effets macrosismiques.

L'intensité d'un séisme dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la

structure géologique. Une forte intensité est souvent associée à des zones de roches molles (sable, vase, argile et remblais), alors qu'on note une faible intensité dans des zones de roches plus solides (grès).

Pour un séisme donné, on donne souvent uniquement l'intensité à l'épicentre, la plus forte généralement : c'est l'intensité épiscopentrale.

Plusieurs échelles d'intensité ont été définies. Les plus utilisées sont l'échelle de Mercalli qui date de 1902 et qui a été modifiée en 1956 et l'échelle MSK créée en 1964, du nom des trois sismologues européens Medvedev, Sponheuer et Karnik. Ces deux échelles comportent douze degrés notés généralement en chiffres romains de I à XII. Le degré I correspond aux secousses les plus faibles, à peine ressenties, le degré XII aux secousses les plus fortes, celles ayant entraîné une destruction totale des bâtiments. Le nombre de victimes n'est jamais pris en compte dans ces évaluations car il dépend non seulement de l'intensité, mais du type local de construction, de la densité de population et de l'heure du séisme.

Depuis peu, une nouvelle échelle a été adoptée par les pays européens : EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998). La France l'utilise depuis janvier 2000.

La méthode utilisée pour estimer l'intensité varie d'un pays à l'autre; par exemple, pour la France, la valeur du degré d'intensité en chaque lieu est établie à partir de questionnaires distribués par le Bureau Central Sismologique Français ([BCSF](#)) aux habitants de la région touchée par le séisme.

On établit généralement après les séismes importants une carte d'intensités. On reporte sur ces cartes d'intensité, les courbes d'égale intensité qu'on appelle isoséistes. Le centre de la zone de plus forte intensité est appelé l'épicentre macrosismique. Il peut être différent de l'épicentre réel, dit microsismique.

ECHELLE D'INTENSITE SIMPLIFIEE EMS 92

L'échelle EMS 92 est la préfiguration de l'échelle EMS 98 utilisé par le Bureau Central Sismologique Français ([BCSF](#)) depuis janvier 2000. Ce sont des échelles européennes. Elles remplacent l'ancienne échelle MSK.

degré secousse	observations
I imperceptible	la secousse n'est pas perçues par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
II à peine ressentie	les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leur habitation, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions. Des observateurs attentifs notent un léger balancement des objets suspendus ou des lustres.
IV ressentie par beaucoup	Le séisme est senti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur. Certains dormeurs

		sont réveillés. La population n'est pas effrayée par l'amplitude de la vibration. Les fenêtres, les portes et les assiettes tremblent. Les objets suspendus se balancent.
V	forte	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. De nombreux dormeurs s'éveillent, quelques-uns sortent en courant. Les constructions sont agitées d'un tremblement général. Les objets suspendus sont animés d'un large balancement. Les assiettes et les verres se choquent. La secousse est forte. Le mobilier lourd tombe. Les portes et fenêtres battent avec violence ou claquent.
VI	légers dommages	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur. De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent vers l'extérieur. Les objets de petite taille tombent. De légers dommages sur la plupart des constructions ordinaires apparaissent: fissurations des plâtres; chutes de petits débris de plâtre.
VII	dommages significatifs	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Le mobilier est renversé et les objets suspendus tombent en grand nombre. Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés: fissurations des murs; chutes de parties de cheminées.
VIII	dommages importants	Dans certains cas, le mobilier se renverse. Les constructions subissent des dommages: chutes de cheminées; lézardes larges et profondes dans les murs; effondrements partiels éventuels.
IX	destructive	Les monuments et les statues se déplacent ou tournent sur eux-mêmes. Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
X	très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
XI	dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent.
XII	catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.

LA MAGNITUDE D'UN SEISME

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation, des témoignages de la population. La notion de magnitude a été introduite en 1935 par l'Américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux Californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle depuis de l'échelle de Richter.

Le terme magnitude a été emprunté aux astronomes par comparaison avec la brillance relative d'une étoile vue par télescope.

Que représente la magnitude ?

La magnitude n'est pas une échelle en degré mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites. En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre. Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le séisme de plus grande magnitude connu au cours de ce siècle est celui du Chili en 1960, de magnitude 9.5; la

zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 km de long. C'est à cause de cette limite qu'on entend parfois parler des 9 degrés de l'échelle de Richter. Les séismes de magnitude supérieure à 9 sont très rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

La magnitude n'est pas une échelle, c'est une fonction logarithmique; c'est à dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité. Par exemple, un séisme de magnitude 6 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 5 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 4.

Lors de la rupture qui se produit au foyer d'un tremblement de terre, la plus grande partie de l'énergie se dissipe sous forme de chaleur. Une partie seulement se propage au loin sous forme d'ondes élastiques. Le rapport entre l'énergie des ondes et l'énergie totale, appelé rendement sismique, est estimé entre 20 et 30 %.

La magnitude de Richter mesure l'énergie émise sous forme d'ondes élastiques. Un séisme de magnitude 5.0 correspond à peu près à l'énergie dégagée par la bombe nucléaire qui détruisit Hiroshima. La relation qui existe entre la magnitude et l'énergie sismique libérée montre qu'un séisme de magnitude 7 libère à lui seul autant d'énergie qu'une trentaine de séisme de magnitude 6.

On ne doit pas confondre magnitude et intensité :

- A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.
- La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.
- Il n'existe pas de véritable relation entre magnitude et intensité. Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

Comment calculer la magnitude ?

La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrections tenant compte du type de sismographe utilisé, de la distance entre le séisme et la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement. Les corrections permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour un même séisme.

Il existe plusieurs échelles de magnitude :

- *Magnitude locale* M_L : on l'utilise pour des séismes proches dits séismes locaux. Elle est définie à partir de l'amplitude maximale des ondes P. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrections locales.
- *Magnitude de durée* M_D : on l'utilise également pour des séismes proches mais elle est définie à partir de la durée du signal.
- *Magnitude des ondes de surface* M_S : elle est utilisée pour les séismes lointains, dits télé-séismes, dont la profondeur est inférieure à 80 km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface.

- *Magnitude des ondes de volume M_B* : cette magnitude est définie pour tous les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme.
- *Magnitude d'énergie ou de Kanamori M_W* : elle est définie pour les très gros séismes. Elle est calculée à partir d'un modèle physique de source sismique et est reliée au moment sismique m_0 :

$$m_0 = \mu.S.D$$

avec : • μ : rigidité du milieu ; • S : Déplacement moyen sur la faille ; • D : Surface de la faille

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude, mais en pratique on obtient des résultats légèrement différents suivant l'appareil utilisé et suivant le type d'ondes enregistrées. Les résultats diffèrent beaucoup plus pour les très gros séismes, en particulier ceux dont la magnitude est supérieure à 7, le calcul des magnitudes M_S et M_W est alors mieux adapté.

Remarques :

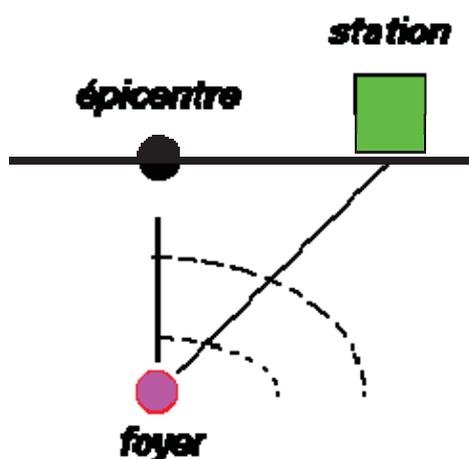
- Une magnitude ne peut pas être précise à plus de 0.25 degré près.
- Les médias annoncent généralement M_S qui décrit mieux les gros séismes. Les scientifiques utilisent toutes les données disponibles.

LA SOURCE DES SEISMES

Un séisme, ou tremblement de terre, est un mouvement sur une faille qui engendre des secousses plus ou moins violentes et destructrices à la surface du sol.

Pourquoi se produit-il un tremblement de terre ?

La cause d'un séisme est presque toujours la même : il est provoqué par la rupture brutale des roches en profondeur en un point appelé foyer (à la verticale de l'épicentre) qui, le plus souvent, se situe dans les 60 premiers kilomètres de la couche externe de la Terre. C'est le cas des séismes superficiels qui, exceptés les quelques petites secousses d'origine volcanique, se produisent dans la partie cassante de la croûte terrestre.



Devant la contrainte imposée par le mouvement des plaques (mouvements de rapprochement ou d'écartement ou bien encore de coulissage des plaques rigides), les roches superficielles se déforment de façon élastique jusqu'à un certain point de rupture à partir duquel elles cassent brutalement le long d'une ou plusieurs failles.

Les parois de la faille mises en mouvement, frottent l'une contre l'autre de telle sorte qu'il y a dissipation de l'énergie d'une part sous forme de chaleur obtenue par frottement, et d'autre part sous forme de vibrations, les ondes sismiques, qui se propagent dans toutes les directions à partir du foyer et que l'on peut enregistrer sur un sismomètre. On peut illustrer facilement cette notion avec l'image de la pierre jetée à l'eau. Celle-ci donne naissance à des

ondes qui s'éloignent du point d'impact. De la même manière, les ondes sismiques se propagent à partir du foyer d'un tremblement de terre.

La très grande majorité des séismes est localisée sur des failles

La faille est le résultat de la rupture d'un ensemble rocheux sous l'effet des contraintes auxquelles il est soumis.

On appelle mécanisme au foyer, le mécanisme permettant de définir quelle type de faille intervient dans le tremblement de terre, ainsi que l'orientation de la faille et la direction de glissement des blocs sur cette faille. On peut ainsi définir la nature convergente ou divergente des mouvements à l'origine des séismes.

Le mécanisme au foyer d'un séisme est généralement une combinaison de mécanismes simples.

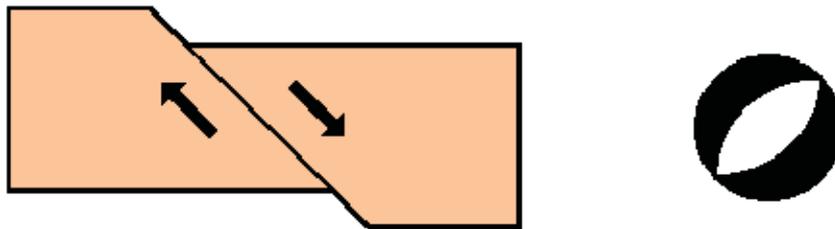
Il existe trois sortes de failles et trois sortes de mécanismes au foyer. On représente le type de mécanisme au foyer par une sphère centrée autour du foyer du séisme. Cette sphère est découpée en quatre cadrans en lien avec le sens du mouvement des ondes P.

A chaque type de faille, correspond ainsi un diagramme de mécanisme au foyer.

a) les failles normales

Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un étirement des roches initiales. Elles résultent de mouvements d'écartement (divergence).

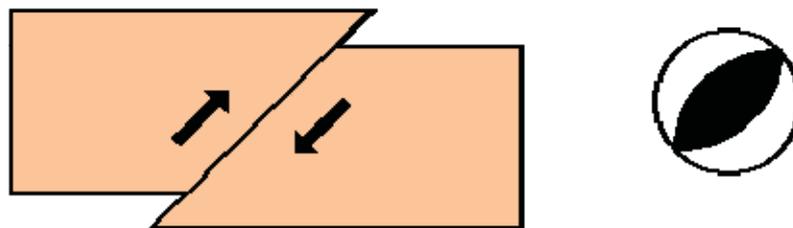
*faille normale (vue en coupe) et le diagramme de mécanisme au foyer correspondant
Les flèches indiquent les blocs qui montent et qui descendent*



b) les failles inverses

Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un raccourcissement des terrains initiaux. Elles résultent de mouvements de rapprochement (convergence).

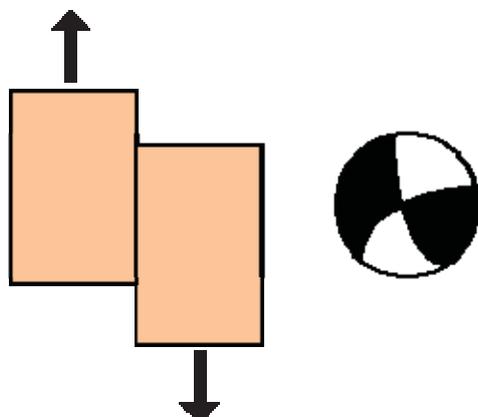
*faille inverse (vue en coupe) et le diagramme au foyer correspondant
Les flèches indiquent les blocs qui montent et qui descendent*



c) les failles en décrochement

Les failles en décrochement provoquent un déplacement des blocs uniquement dans le sens horizontal.

faille en décrochement (vue de dessus) et le diagramme au foyer correspondant



LES ONDES SISMIQUES

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. L'onde peut traverser un milieu sans modifier durablement ce milieu. L'impulsion de départ va "pousser" des particules élémentaires, qui vont "pousser" d'autres particules et reprendre leur place. Ces nouvelles particules vont "pousser" les particules suivantes et reprendre leur place, etc.

Les vibrations engendrées par un séisme se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface. Elles se succèdent et se superposent sur les enregistrements des sismomètres. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques traversées, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

Ces ébranlements, qui se déplacent sous forme d'ondes, traversent le Globe et donnent des indications irremplaçables sur sa constitution. On distingue :

Les ondes de volume

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur.

On distingue :

- Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km.s⁻¹ près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.
- Les ondes S ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. A leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau de la Terre. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme.

Les ondes de volume se propagent un peu comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau-noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac.

Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte.

On peut distinguer :

- L'onde de Love : le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

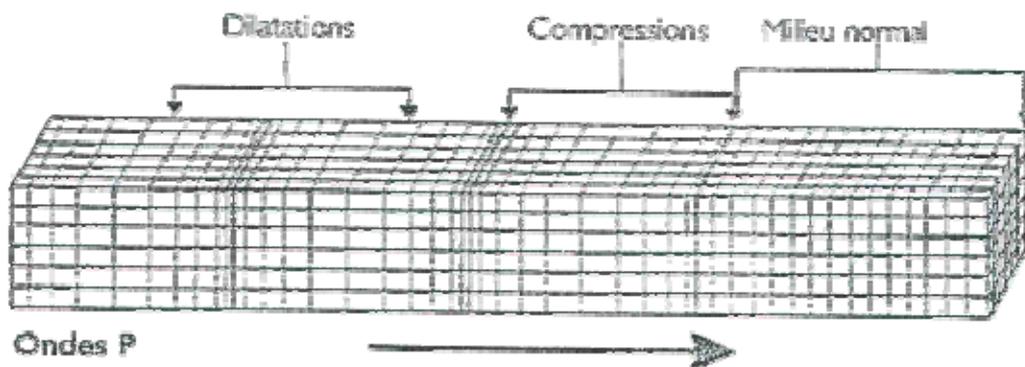
- L'onde de Rayleigh : le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait.

Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.

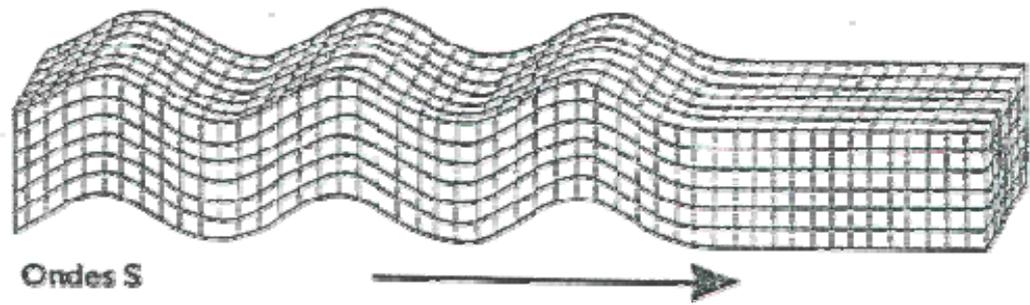
A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

Les ondes de volume :

- L'onde P comprime et étire alternativement les roches. On l'enregistre bien sur la composante verticale du sismomètre.

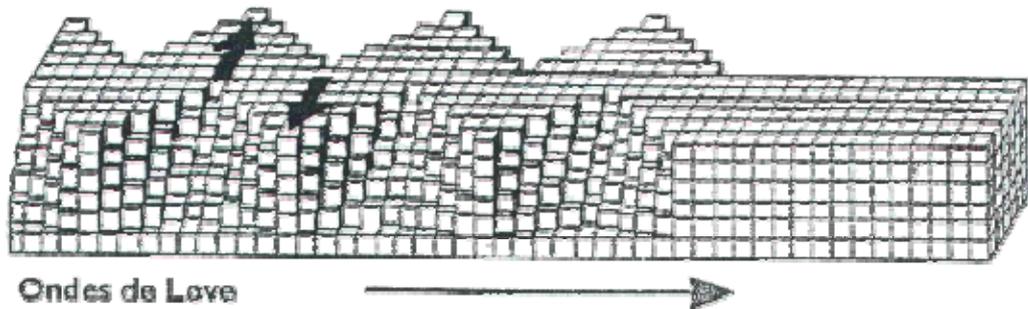


- L'onde S se propage en cisailant les roches latéralement à angle droit par rapport à sa direction de propagation. On l'enregistre bien sur les composantes horizontales du sismomètre.

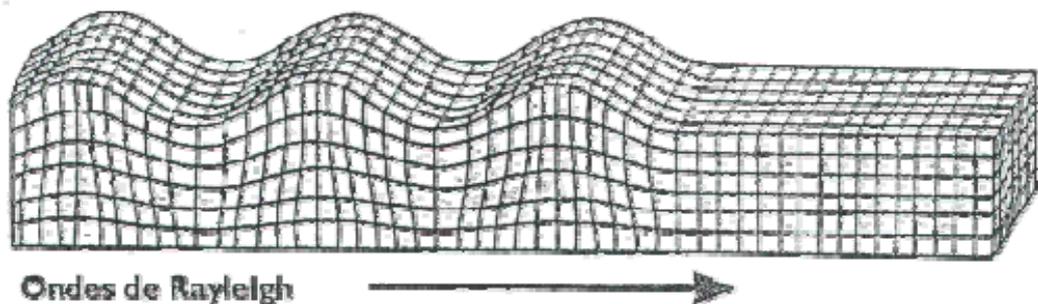


Les ondes de surface :

- L'onde de Love L: elle déplace le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation. On l'enregistre uniquement sur les composantes horizontales du sismomètre.



- L'onde de Rayleigh R: le déplacement des particules est à la fois horizontal et vertical. Cette onde est enregistrée sur les trois composantes du sismomètre. Les vibrations engendrées par cette onde durent plusieurs minutes.



LOCALISER UN TREMBLEMENT DE TERRE

L'endroit où, sur une faille démarre la rupture est appelé foyer du tremblement de terre ou hypocentre. L'épicentre est le point de la surface du sol le plus proche du foyer. L'épicentre macrosismique est le lieu de plus forte intensité ressentie, il peut être différent de l'épicentre réel. Autrefois, la détermination de l'épicentre se faisait à partir des appréciations des personnes ayant ressenti le séisme et également les dégâts.

Actuellement, grâce à plusieurs milliers de stations disposées sur l'ensemble de la planète, il est possible de déterminer l'épicentre et l'hypocentre de tous les séismes de magnitude supérieure à 4 et voire même 2 dans certaines zones bien surveillées comme la Californie.

Avant d'aborder les méthodes réellement utilisées, voyons deux moyens géométriques simples pour déterminer l'épicentre d'un séisme.

Détermination de l'épicentre par la méthode des cercles

La première méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent la composante verticale des ondes P et S.

L'onde emprunte le trajet le plus court. On considère donc, mais cela reste une approximation, que le trajet est une ligne droite.

Avec une seule station, on peut écrire :

temps d'arrivée de l'onde P: $t_p = t_0 + (d/V_p)$

temps d'arrivée de l'onde S: $t_s = t_0 + (d/V_s)$

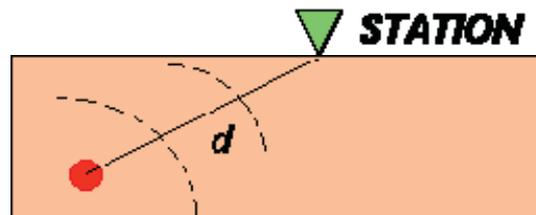
avec:

d : distance épicentrale

t_0 : temps origine

V_p : vitesse de l'onde P

V_s : vitesse de l'onde S



• Notre premier problème consiste à trouver d , ne connaissant pas le temps origine t_0 . En faisant la différence entre les deux relations précédentes, on arrive à : $t_s - t_p = d \cdot (1/V_s - 1/V_p)$.

On connaît à peu près les vitesses des ondes P et S dans la croûte et on admet le plus souvent que : $(1/V_s - 1/V_p) = 1/8$

On peut alors écrire : $d = 8 \times (t_s - t_p)$

Quand les vitesses ne sont pas connues, on utilise pour déterminer d , des abaques, c'est-à-dire des courbes établies expérimentalement permettant graphiquement et rapidement d'obtenir une valeur.

On connaît alors directement d qui est fonction de $(t_s - t_p)$.

• Le lieu des points à la distance d d'une station est un cercle ayant pour rayon la distance épicentrale d et comme centre la station. Le deuxième problème consiste à déterminer d et tracer les cercles correspondant pour plusieurs stations.

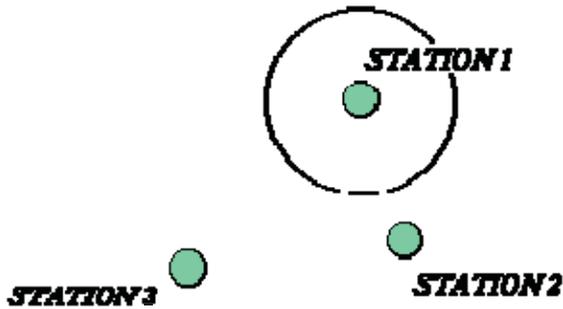
Avec une station, on ne peut pas déterminer la position du séisme. Il en faut au moins trois et on définit alors trois cercles de rayon d_1 , d_2 et d_3 . Si le foyer est superficiel, la méthode convient parfaitement : les trois cercles se coupent en un seul point qui est le foyer du séisme.

Sinon chaque distance d définit une sphère. Les trois sphères se coupent à une profondeur que l'on ignore et la projection en surface donne la zone où s'est produit le séisme.

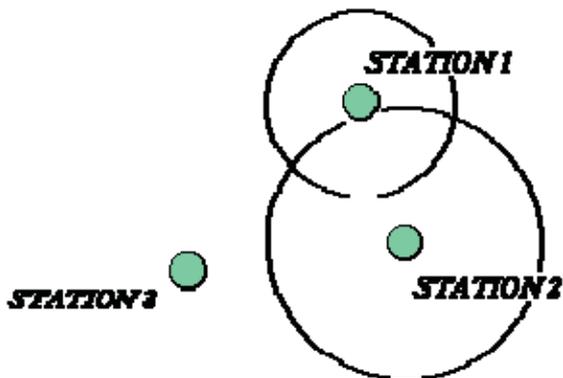
C'est une méthode facile, rapide et suffisante pour localiser un séisme. En pratique, quand on est loin, on peut négliger la profondeur.

$D \approx d$ quand h est petit devant D

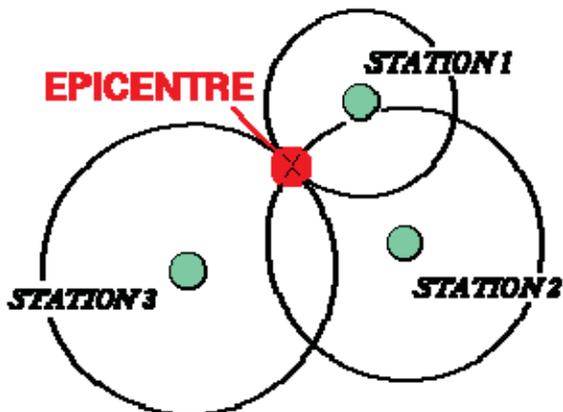
La méthode des cercles



1 - A partir de la position de la station 1, on trace un cercle dont le rayon correspond à la distance épicentrale d_1 (c'est-à-dire la distance séparant le foyer du séisme de la station 1)



2 - On effectue la même opération pour la station 2. Les cercles se coupent en deux points (on n'a représenté qu'une intersection). Il faut encore une station pour trouver le bon point.



3 - Avec la station 3, on obtient trois arcs de cercle qui se coupent exactement en un seul point si le séisme est superficiel. La position de l'épicentre est déterminée par le point d'intersection.

Détermination de l'épicentre par la méthode des hyperboles :

La deuxième méthode géométrique nécessite également l'utilisation d'au moins trois stations mais n'utilise que les enregistrements des ondes P :

Si t_1 est le temps d'arrivée de l'onde P à la station 1, t_2 celui à la station 2, etc.

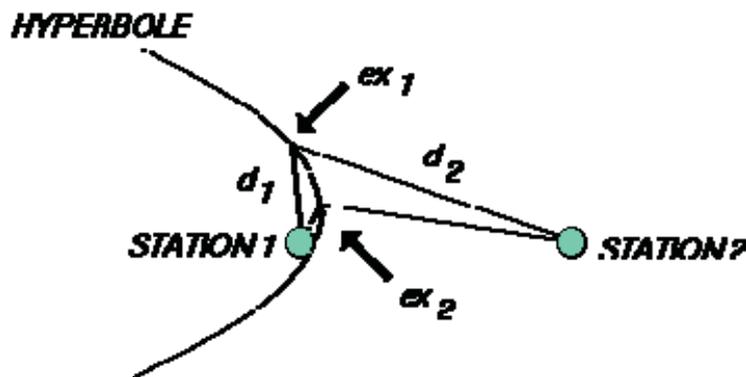
Si d_1 est la distance épicentrale à la station 1, d_2 à la station 2, etc.

On a	soit:	et donc
$t_1 = t_0 + (d_1/V_p)$ $t_2 = t_0 + (d_2/V_p)$	$t_2 - t_1 = (d_2 - d_1) / V_p$	$d_2 - d_1 = V_p \cdot (t_2 - t_1)$

Cette fois, connaissant la vitesse V_p des ondes P et les différences des temps d'arrivée $t_2 - t_1$ que l'on mesure, on arrive à connaître la quantité $d_2 - d_1$. L'ensemble des points tels que $d_2 - d_1 = \text{constante}$, définit une figure géométrique, que l'on appelle hyperbole, construite autour des deux stations.

Comme pour la méthode des cercles, il faut recommencer cette opération pour trois paires de stations. On obtient alors trois hyperboles qui se coupent en un point, le foyer du tremblement de terre.

La méthode des hyperboles



1 - A partir des positions des stations 1 et 2, on trace l'hyperbole vérifiant la relation:

$$d_2 - d_1 = V_p \cdot (t_2 - t_1)$$

Chaque point de l'hyperbole vérifie cette relation.

Exemple avec: $d_2 - d_1 = 3 \text{ cm}$

ex₁: $d_2 = 4.5 \text{ cm}$, $d_1 = 1.5 \text{ cm}$

ex₂: $d_2 = 3.5 \text{ cm}$, $d_1 = 0.5 \text{ cm}$

2 - et 3 - En effectuant l'opération pour 3 stations différents, on obtiendrait ainsi trois hyperboles qui se coupent sur la position de l'épicentre.

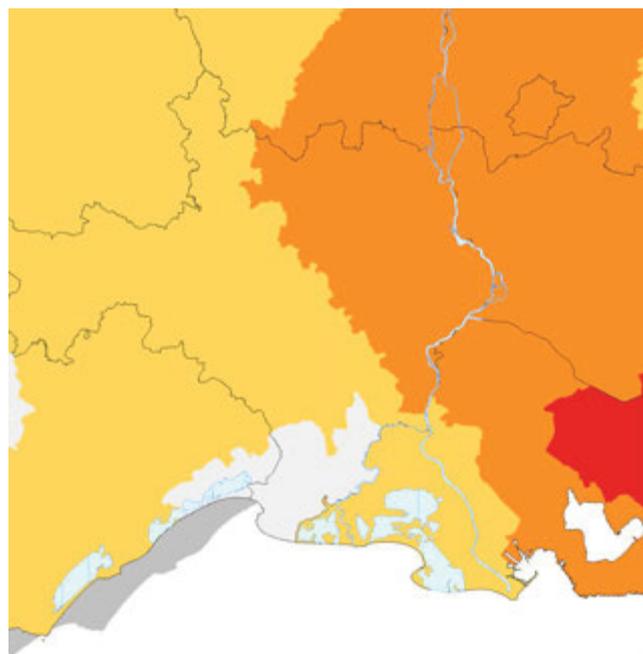
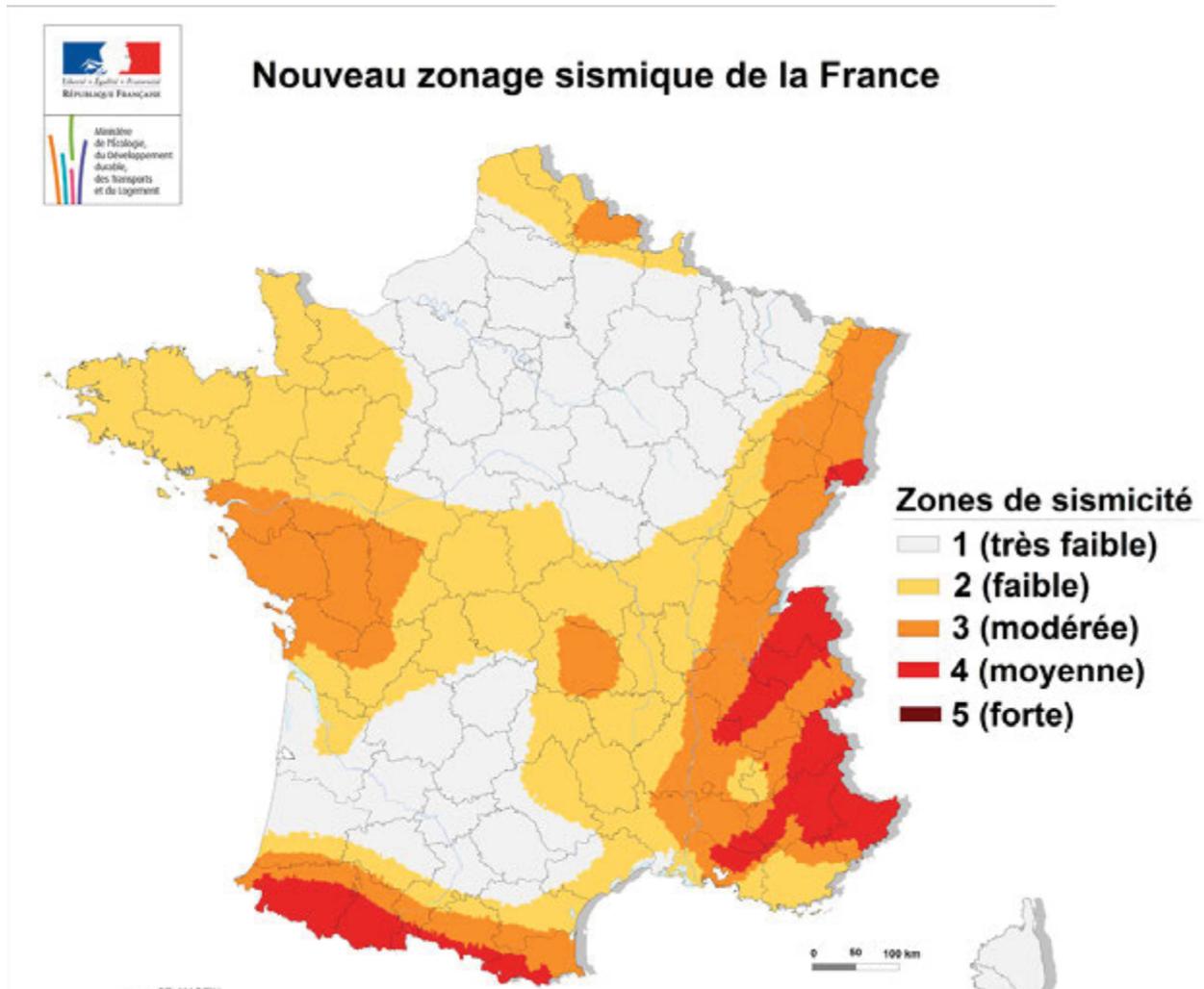
Détermination de l'épicentre par les méthodes actuelles

Actuellement, on utilise des méthodes numériques sur ordinateur qui reprennent le principe des deux méthodes simples vues ci-dessus.

On dispose des temps d'arrivée à une multitude de stations (beaucoup plus que trois). Si les mesures étaient parfaitement exactes, il suffirait de choisir trois stations au hasard et on obtiendrait le bon résultat. Mais nos mesures comportent forcément une part d'erreur dont l'origine provient par exemple d'une mauvaise identification de l'onde, ou bien d'une erreur de l'horloge, ou bien encore d'une erreur de lecture de l'opérateur.

C'est un problème numérique classique qui se résout par ordinateur. La solution consiste à minimiser les erreurs entre la solution trouvée et chacune des données. Cette méthode est de loin la plus employée et la plus précise d'autant que le nombre de stations est élevé.

Cartes de zonage sismique en vigueur depuis mai 2011



L'Association Géologique d'Alès et de sa Région (A.G.A.R.)

L'AGAR est une association scientifique, qui s'est fixé comme objectifs, l'étude géologique de la région, la diffusion de la culture géologique, la participation à la sauvegarde et la protection du patrimoine géologique régional.

L'AGAR organise diverses activités :

- Sorties géologiques
- Réunions sur des thèmes géologiques
- Un voyage annuel
- Organisation de manifestations de vulgarisation scientifique
- Aide à l'enseignement et à la diffusion de la géologie
- Réalisation de documents géologiques
- Création d'un fichier géologique régional (inventaire micro-minéralogique, inventaire des sites à caractères pédagogiques)

Important :

L'A.G.A.R. n'est pas une association de chercheurs de minéraux et fossiles.

Nous rappelons que les membres de notre association limitent les récoltes d'échantillons à la constitution ou l'enrichissement de collections publiques ou privées en procédant à des échanges normaux et sans trucages.

Ils ne sauraient participer à l'organisation d'aucune forme de commercialisation d'échantillons.

Sur le terrain, ils pratiquent des prélèvements raisonnables qui n'épuisent pas le gîte et ne gênent pas les observations ultérieures.

Le non-respect de ces dispositions constitue un motif d'exclusion de l'association.

Cotisation annuelle

individuel 15 €

couple 21 €

étudiants 6 €

BULLETIN d'adhésion à l'AGAR

à retourner à :

**AGAR,
6 avenue de Clavières
30319 ALES cedex**

Tél : 04 66 78 51 85
e-mail : contact@geolales.net
<http://www.geolales.net>

Nom :

Prénom :

Adresse :
.....
.....
.....

Code postal :

Ville :

Tél :

e-mail :

Parrains (2)

Nom	Prénom	signature
-----	--------	-----------

.....

.....

Les personnes qui n'auraient pas de parrains peuvent prendre contact avec
l'association