



GÉOPARC
MONDIAL UNESCO
BEAUJOLAIS

Numéro 1
Août 2022

BULLETIN SCIENTIFIQUE

BEAUJOLAIS GÉOPARC MONDIAL UNESCO



Géoparc Beaujolais

Syndicat Mixte du Beaujolais
172 boulevard Victor Vermorel
69400 Villefranche-sur-Saône

Coordination : Clément Cazé & Tanguy Leblanc

Relecture : Comité Éditorial du Géoparc Beaujolais

Impression : Imprimerie Caladoise

ISSN : 2826-0953

Photo de couverture : La Tour Bourdon, Régnié-Durette, par Gaël Fontaine.

SOMMAIRE

Éditorial,

par Tanguy LEBLANC 5

Mines de cuivre puis de pyrite et minéraux de Chessy-les-Mines,

par Frédéric GAUDRY 7

Les orgues rhyolitiques de Saint-Victor-sur-Rhins et le magmatisme viséen de l'Ouest du Beaujolais,

par Pierre THOMAS 27

Glaciations en Beaujolais : principaux enseignements d'une découverte géologique insolite,

par Bruno ROUSSELLE 37

Le géosite de la Terrasse de Chiroubles : de la géologie du granite à la géologie régionale,

par Tanguy LEBLANC 53

La source de Saint-Fonds (Gleizé, Rhône) : traçages et qualité de l'eau,

par Bruno DUCLUZAUX 61

Synthèse d'une étude géopédologique des terroirs viticoles du Beaujolais,

par Isabelle LETESSIER 67

Premier inventaire de la pierre de construction ancienne et moderne à Villefranche-sur-Saône : « géologie en ville » en Beaujolais,

par Bruno ROUSSELLE 73



Les membres du comité scientifique lors d'une sortie dans une carrière à Limas (septembre 2020).
De gauche à droite : P. BOUAULT, C. CARTANNAZ, B. ROUSSELLE, C. CAZÉ, P. JERPHANION, B. DUCLUZAUX, O. ESTÈBE.



Les membres du comité scientifique lors d'une sortie à Joux (juin 2021).
De gauche à droite : B. DUCLUZAUX , P. PAGET, G. BERTIN (invité), P. JERPHANION, C. CARTANNAZ, P. THOMAS, T. LEBLÂNC, F. GAUDRY, O. ESTÈBE, G. BONNAMOUR.

EDITORIAL

Sous la vigne, sous les prés, les bourgs et sous les milliers d'hectares de forêt, le substrat discret révèle une histoire géologique mouvementée. C'est au détour des routes entaillant les collines, des ravines au cœur du vignoble ou des carrières abandonnées qu'on devine ce sous-sol bigarré du Beaujolais.

Si les cartes géologiques semblent donner du territoire une connaissance exhaustive, elles soulignent en réalité de très nombreuses incertitudes, voire de nombreux inconnus. Le Bulletin scientifique du Géoparc Beaujolais trouve ici son rôle : fournir à la recherche scientifique locale un support de diffusion des nouvelles connaissances en géologie du Beaujolais.

En 2018, le label « Géoparc mondiale UNESCO » est décerné au Beaujolais en reconnaissance de sa géologie particulière, de son patrimoine associé (bâti notamment) et pour sa forte mise en valeur. En effet, les habitantes et les habitants du Beaujolais n'ont pas attendu la création du Géoparc éponyme pour s'approprier cette géologie. La géologie locale s'affiche partout, de manière parfois évidente et souvent plus sobrement. Des musées en exposent la diversité, des vigneronns la manipulent, des enseignants la racontent sur les sentiers, des guides en font la lecture sur les belvédères naturels. La richesse première du Géoparc Beaujolais tient dans la place familière du monde minéral sur ce territoire. Le bulletin prend un second sens dans l'apport des contenus scientifiques à ces nombreux ambassadeurs de la connaissance et du patrimoine.

Pour cette première édition du bulletin, l'essentiel des articles a été rédigé par des membres du comité scientifique. Néanmoins, le bulletin demeure ouvert à toute contribution extérieure au comité. Le bulletin a aussi pour objectif d'inspirer les contributrices et les contributeurs potentiels à développer leurs travaux scientifiques ainsi qu'à les publier.



Poudingue du Viséen inférieur affecté par une faille (Le Bois Vermare, commune de Saint-Marcel-l'Éclairé)

Mines de cuivre puis de pyrite et minéraux de Chessy-les-Mines

Frédéric GAUDRY, géologue,
professeur agrégé de SVT, lycée Rosa Parks (Neuville-sur-Saône)

Résumé

Chessy-les-Mines, petite ville du pays des Pierres Dorées dans le Beaujolais est mondialement connue pour sa chessylite. Cette remarquable variété d'azurite mais aussi ses malachites et cuprites, respectivement carbonates et oxyde de cuivre, sont autant de fleurons de la minéralogie française. La gîtologie et le destin de l'exploitation du gisement de cuivre puis de pyrite de Chessy sont également liés à l'histoire de celui de Saint-Pierre-la-Palud ainsi qu'aux débuts de la minéralogie. L'activité industrielle du site de Chessy s'arrêta en 1877 après une longue histoire mais des réserves minières importantes y sommeillent encore. Ainsi la lentille de minéralisation découverte en 1977 puis explorée et étudiée par le BRGM à 190 mètres de profondeur reste intacte et suscite de l'intérêt dans le contexte actuel de raréfaction des métaux. Le gisement de Chessy est original car composite. Sa minéralogie est le fruit de nombreux « coups de chance » géologiques. Le sentier des mines permet à tout un chacun de sillonner un parcours à travers les reliques d'un riche passé.

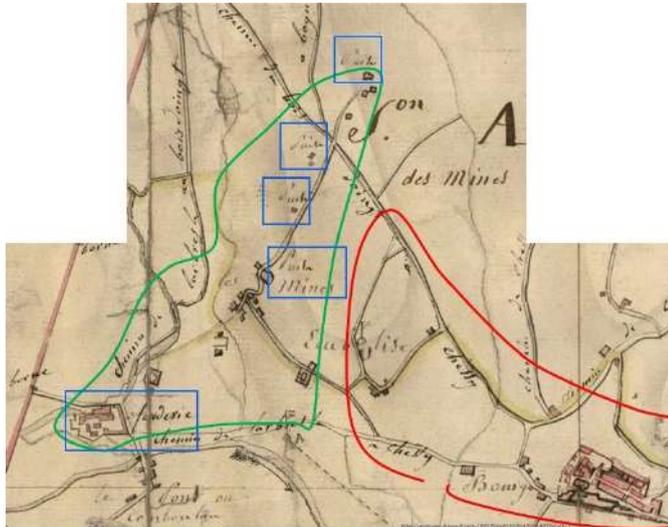
Abstract

Chessy-les-Mines, a small town in the land of Pierres Dorées in Beaujolais, is world famous for its chessylite. This remarkable variety of azurite but also its malachites and cuprites, carbonates and copper oxide respectively, are all jewels of French mineralogy. The geology and fate of the exploitation of the copper and then pyrite deposit at Chessy are also linked to the history of that of Saint-Pierre-la-Palud as well as to the beginnings of mineralogy. Industrial activity at the Chessy site ceased in 1877 after a long history, but significant mineral reserves still lie dormant there. Thus, the mineralization lens discovered in 1977 and then explored and studied by the BRGM at a depth of 190 meters remains intact and is arousing interest in the current context of metallic rarefaction. The Chessy deposit is original because it is composite. Its mineralogy is the result of many geological "stroke of luck". The sentier des mines allows everyone to travel through the relics of a rich past.



Photographie 1 : L'un des emblèmes de Chessy : cuprite pseudomorphosée en malachite sur azurite, Chessy-les-Mines, 6 cm.

Chessy est situé au bord de la rivière Azergues, au milieu des vignes et des prairies. On y compte actuellement un peu plus de 1900 habitants, les cassisiens. Le site, comme le démontrent les vestiges retrouvés en bordure de la route nationale (Guichon, 2012 et Guichon et al. 2015), est habité depuis la préhistoire, la période celte (les Ségusiaves) puis romaine où le village prend le nom de Cassiacum. L'église Notre Dame de la Nativité est datée des 13-15èmes siècles et le château de Courbeville de 1123.



Document 1 : Extrait du cadastre napoléonien avec en rouge l'extension actuelle de Chessy et en vert, l'extension de la zone minière.

1) Contexte et histoire géologique régionale

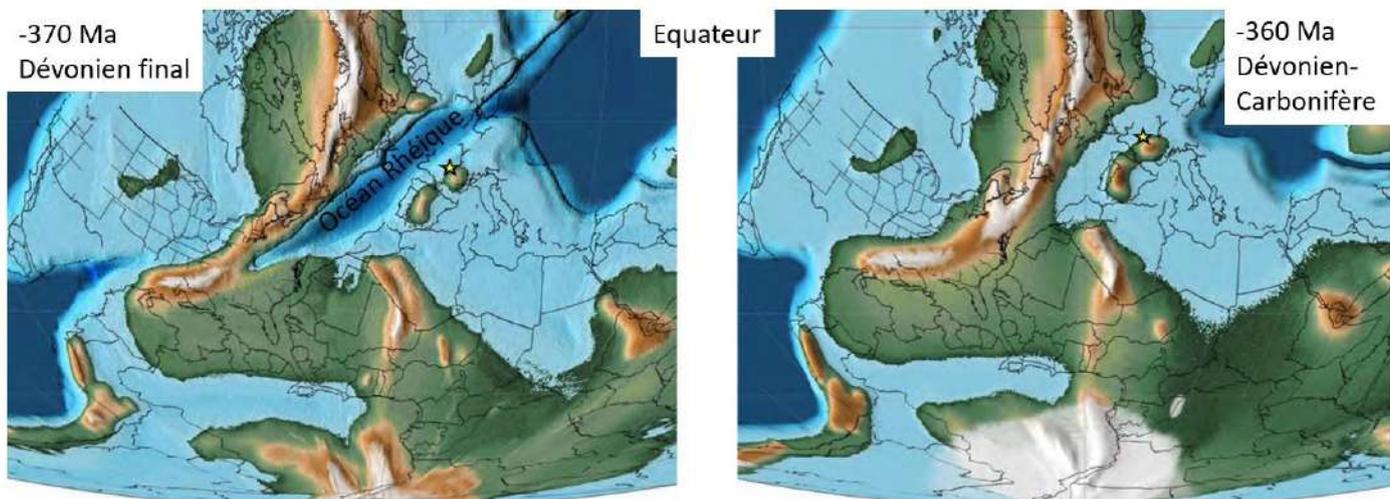
La compréhension du contexte géologique de Chessy est nécessaire pour ensuite aborder les différentes étapes de l'exploitation des mines ainsi que les minéraux trouvés.

Chessy est situé sur la bordure est du Massif Central et se trouve à l'extrémité nord d'un ensemble géologique régional appelé «série de la Brévenne». Les roches volcaniques, basiques et acides, variées, métamorphosées dans le domaine amphibolique (métabasaltés et métarhyodacites) et plutoniques

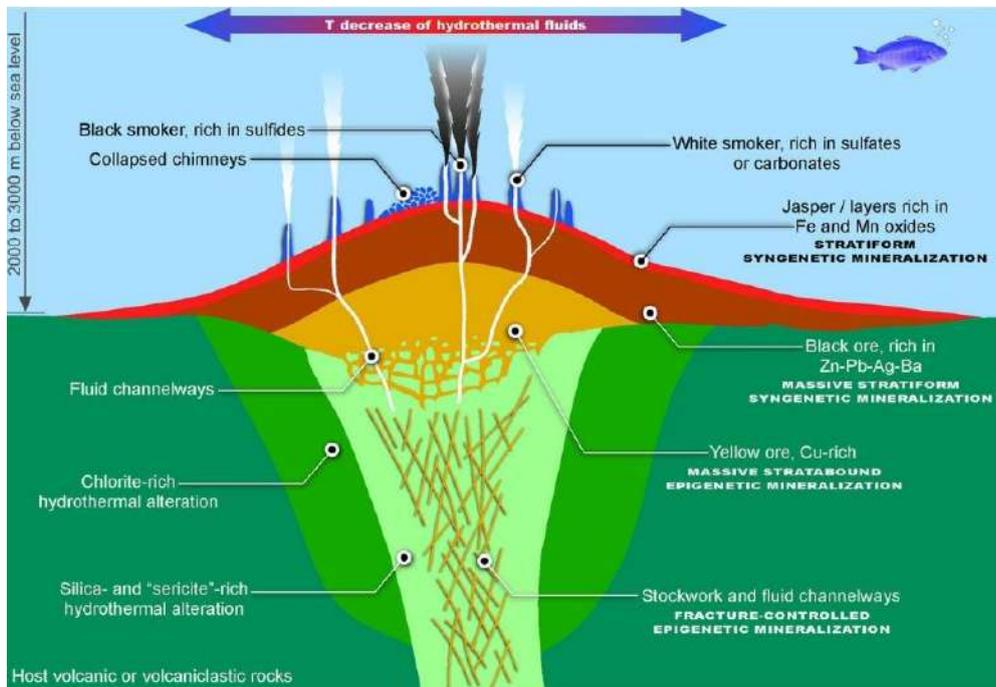
(métagabbros) signent la formation d'un rift. Cette zone d'amincissement crustal, en distension, a fonctionné durant le Dévonien supérieur, il y a 370 Ma. Ce rift se trouvait en situation de bassin d'arrière arc lié à la fermeture par subduction de l'océan Rhéique qui se trouvait au nord-ouest. On peut comparer ce contexte géologique à celui actuel de la mer du Japon mais surtout à celui de la mer tyrrhénienne, étroite et cernée de montagnes et ayant un petit plancher océanique.

Cette période est très importante car c'est par une source hydrothermale sous-marine que les concentrations en pyrite puis en cuivre (chalcopyrite), zinc (sphalérite) et enfin en barytine, se sont déposées lors des accalmies éruptives. On note aussi des formations volcano-sédimentaires en alternance avec un magmatisme calco-alcalin, typique d'un contexte d'arc. Les roches encaissantes de cette minéralisation, organisées sous forme d'amas de sulfures et sulfates, sont actuellement des kératophyres, des rhyolites riches en albite et plus ou moins altérées (phénomène de séricitisation donnant un aspect de schiste blanc talqueux à quartz). Il est difficile d'y reconnaître une rhyolite typique car ces roches ainsi que les dacites et les tufs acides sont profondément modifiés. Lors de l'orogénèse hercynienne ultérieure, elles seront aussi plissées et métamorphosées.

Un gisement exhalatif de cette sorte correspond au modèle Kuroko tel que l'on peut en rencontrer actuellement autour des fumeurs noirs dans les abysses. Son origine est hydrothermale, liée au volcanisme et émanant de fissures en milieu sous-marin. Plusieurs épisodes de concentration se répartissent verticalement et latéralement dans cette entité géologique de la Brévenne. Ils résultent de l'interaction des eaux océaniques avec des sources de chaleur et les roches en place ainsi qu'avec les flux de magma. Ainsi se serait formée la concentration minérale correspondant au gisement primaire de Chessy. Contemporainement et latéralement, des pillow-lavas affleurent entre L'Arbresle et Lozanne. Ils attestent du caractère sous-marin de ces formations.



Document 2 : Localisation de la France et Chessy au bord de l'océan Rhéique en cours de fermeture dans le contexte paléogéographique du Dévonien final. D'après Scotese paleomap project modifié.



Document 3 : Schéma d'un gisement VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) de type Kuroko. © 2016 D'après Colin-Garcia et al. Modifié d'après Lydon (1988) et Hannington et al. (1995).

Ce type d'amas sulfuré, du Dévonien supérieur (dévono-dinantien), est encore présent et observable dans la carrière Saint-Antoine à Saint-Pierre-La-Palud, dont l'exploitation durera jusqu'en 1972. Il est riche en pyrite mais presque sans chalcopyrite. Depuis cette carrière partent plusieurs galeries ainsi que le puits de Broglie profond de 300 mètres. Ces lentilles minéralisées peuvent donc être multiples dans la formation de la Brévenne et dans chaque secteur minier. A Chessy, un seul grand amas est en fait présent mais découpé par des failles.

Ultérieurement, au Carbonifère inférieur (-356 Ma) la fermeture de l'océan Rhéique entraîne également celle du rift de la Brévenne : c'est l'orogénèse hercynienne. Les roches tel le granite de Saint Laurent-de-Chamousset se mettent en place à la fin de cette période (-310 Ma) et entraînent un métamorphisme dans les zones de contact avec les roches préexistantes, ce qui est le cas à Chessy.

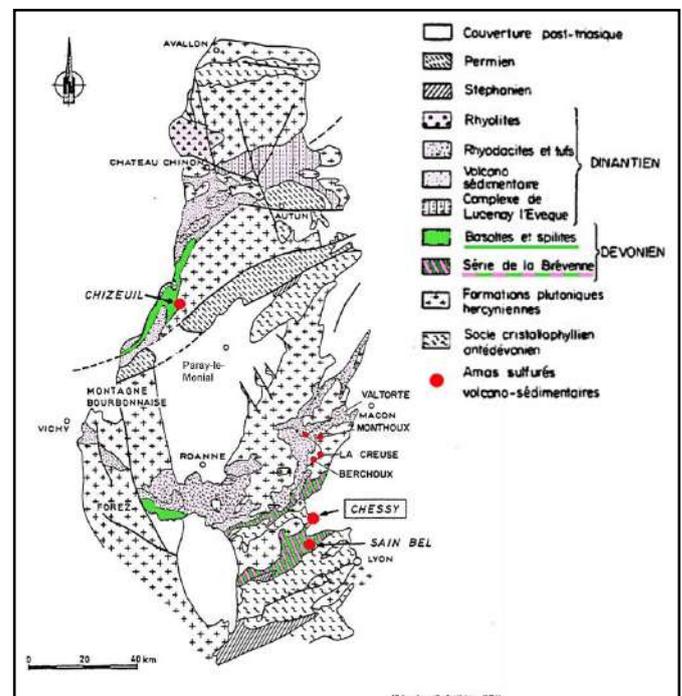
Ensuite, au Permien et au Trias (jusqu'au Rhétien), les reliefs préalablement érigés sont soumis à une intense érosion entraînant une pénéplation et le dépôt de formations géologiques comme des silts puis des grès, plus ou moins carbonatés, en alternance avec des argiles bariolées qui seront très importantes pour la suite de l'histoire minéralogique.

Les dépôts sédimentaires marins se généralisent durant le Lias et le Dogger (Jurassique inférieur et moyen), presque sans lacune, déposant à profusion gryphées au Sinémurien, ammonites puis entroques, dans les calcaires de l'Aalénien et du Bajocien inférieur, qui vont être largement exploités, conférant un aspect doré aux constructions humaines locales.

Après de longues périodes de non-dépôt à la fin du Secondaire, l'orogénèse alpine va entraîner

à l'Oligocène et au Miocène (-35 Ma), des basculements et effondrements de blocs tectoniques dans toute la région lyonnaise. Cette distension va fracturer et mettre en contact des roches qui n'ont aucune relation génétique ni temporelle. Ainsi à Chessy, une grande faille oligocène va mettre en contact un bloc à kératophyres minéralisés en lentilles de sulfures, contre les grès à ciment carbonaté et argiles bariolées triasiques. Ce ne sera qu'après une érosion importante que ces roches seront mises à l'affleurement et altérées comme nous les voyons actuellement. A Saint Pierre-La-Palud, il n'y aura pas ce type de contact anormal. C'est la grande particularité du gisement de Chessy.

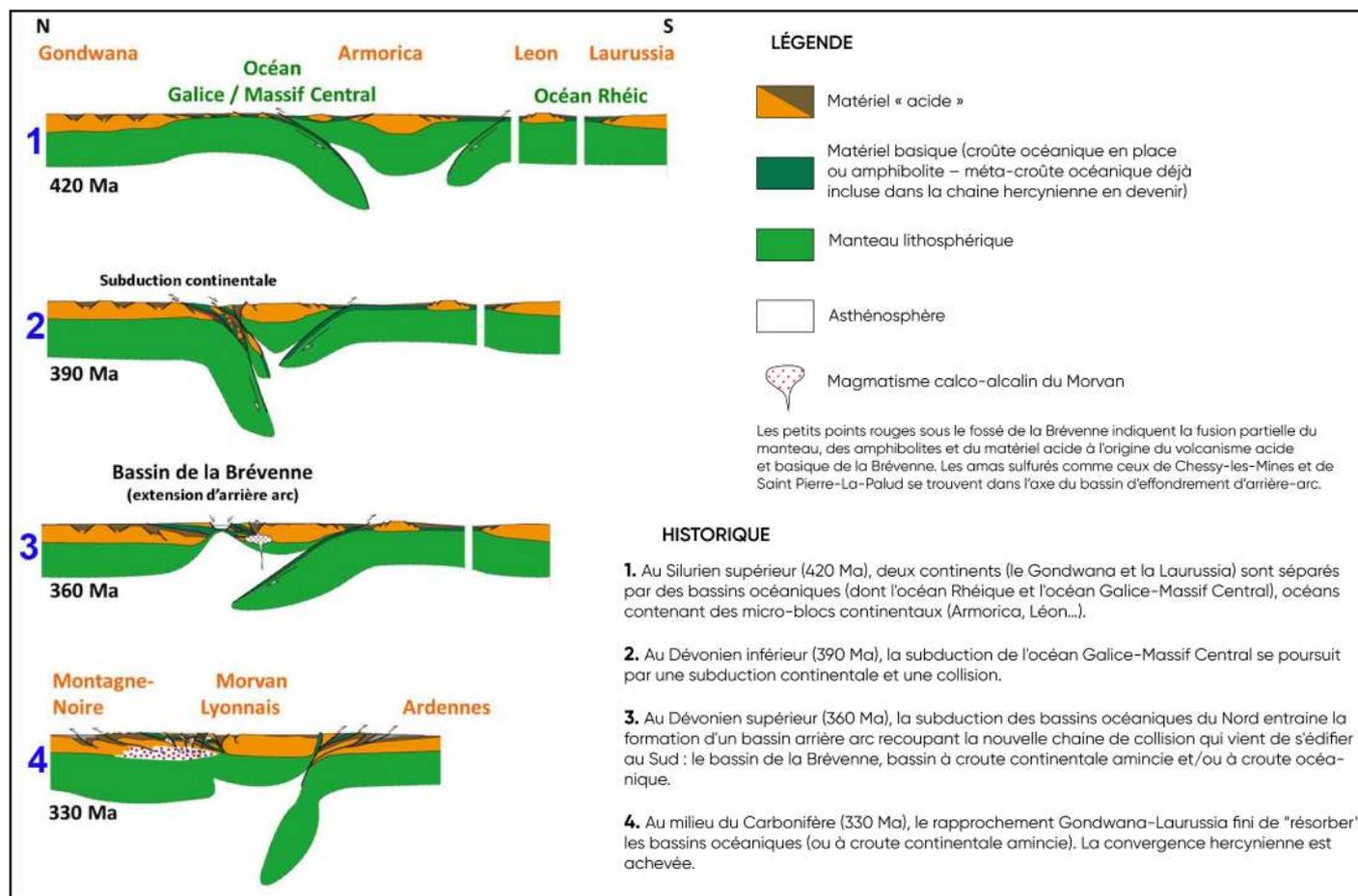
Chacun de ces éléments de l'histoire géologique des environs de Chessy contribue à la singularité du gisement. Ils sont à l'origine des différentes formations contenant les différentes ressources minérales qui seront identifiées et exploitées par les mineurs (reconnues comme mines jaune, blanche, noire, rouge, verte et bleue).



Document 4 : Carte géologique du Nord-Ouest du Massif Central montrant l'ensemble du volcanisme dévono-dinantien (Dinantien = ancien nom de l'ensemble Carbonifère inférieur et moyen) et localisant sept amas sulfurés, tous inclus dans des terrains volcaniques (acides ou basiques) dévoniens ou carbonifère inférieurs. On peut y ajouter les gisements de Bully, Chevinay, Sourcieux-les-Mines. D'après 1987 BRGM/Chessy (Rhône) Cuivre-Zinc Rapport de synthèse, modifié dans Gaudry et Thomas 2019.



Photographie 2 : Affleurement d'un amas sulfuré massif dans la carrière Saint Antoine de Saint-Pierre-La-Palud. Le chapeau de fer correspond à la zone oxydée et prend une teinte rouge liée aux oxydes de fer. © F. Gaudry.



Document 5 : Histoire résumée de la chaîne hercynienne (varisque) en France. Sud à gauche, nord à droite. D'après BRGM / RGF-Massif Central Français

Un paysage vieux de plusieurs millions d'années

Géologie de type Mont d'Or lyonnais, des roches de l'ère secondaire

Géologie de type vallée de la Bièvre, des roches de l'ère primaire

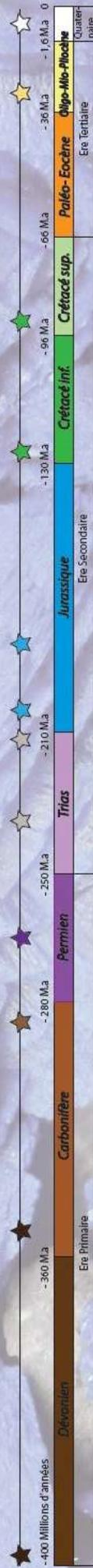
Faille d'âge oligocène, ère tertiaire, responsable du contact anormal à l'origine du gisement de la « mine bleue » de Chessy.



- Éboulis de pentes
- Alluvions pliocène et/ou pléistocène
- Failles, d'origine alpine
- Contact calcaires/argiles sous les éboullis, plan conduisant l'eau
- Calcaires oolithiques blancs à lits épais de silice rougeâtre, Bathonien (- 165 Ma environ)
- Calcaires à entroques du Bajocien et calcaires argileux, facès, Chet, du Bajocien supérieur (- 170 Ma environ)
- Calcaires à entroques et silice blancs, facès « pierre dorée » et calcaires à Cancellophycus à la base (traces de fourisages d'organismes), Aalenien (- 174 Ma)
- Marnes et calcaires à oolithes ferrugineuses du Toarcien (- 183 Ma)
- Calcaires à bielles, marnes grises et rougeâtres du Pleinsbachien (- 185 Ma)
- Calcaires gris bleu à argilites arruées du Sinemurien (- Calcaires gris bleu à argilites arruées du Sinemurien 190 Ma)
- Calcaires oolithiques, choïn bétard, calcaires cristallins brunâtres et marnes oncreuses de l'Hettangien (- 197 Ma)
- Grès et argiles barréolées du Rhétien et du Trias (- 200 Ma)
- Granite de Saint Laurent de Chamousset, porphyroïdes namuro-westphalien (- 320/310 Ma)
- Métasédiments (siltites) du Silurien ou du Dévonien (- 444 à - 360 Ma)
- Laves basiques, basaltiques ou détritiques métamorphisées
- Laves acides, soda-ryolitiques ou soda-dacitiques, métamorphisées du Silurien voire du Dévonien, formant la série de la Bièvre.

Dans ce paysage les géologues trouvent d'autres traces d'environnements très variés fossilisés dans les roches ou à l'origine de leur formation...

Un peu avant le Dévonien jusqu'au début du Carbonifère, dans un contexte sous marin équivalent à la mer du Japon actuellement, des roches volcaniques acides, puis basaltiques se sont mises en place en milieu sédimentaire créant des volcanites. Lors des accalmies éruptives, les concentrations en cuivre et zinc se sont déposées à l'épave d'une source hydrothermale dans les formations dévoniennes, à Chessy mais aussi Saint Bel, Billy, Bernay... Plus tard, à la fin du Carbonifère, liés à la formation d'une grande chaîne de montagnes, dite hercynienne, faisant suite à la fermeture d'un océan, des poches de magma granitiques vont venir métamorphiser les roches déjà existantes. C'est la mise en place du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset. L'érosion met à l'affaiblissement toutes ces roches qui vont ensuite se faire recouvrir par les sédiments issus de leur épanchement durant le Trias, en milieu côtier. Le caractère marin des sédiments s'affaiblit au début du Jurassique comme en témoignent les nombreux fossiles contenus dans ces couches et se déposent dans une mer épicontinentale jusqu'au Jurassique moyen. D'autres périodes de non dépôt et d'érosion vont venir mettre les roches à l'affaiblissement. A l'Oligocène, de nombreuses failles se mettent en place, dues à la formation des Alpes qui va faire effondrer des blocs tectoniques formant entre autres la vallée de la Saône et mettant en contact des roches d'âges très différents à l'origine du gîte composite de Chessy. L'érosion et l'altération du Quaternaire ont donné le relief actuel et la remobilisation de fluides riches (altération supergène).



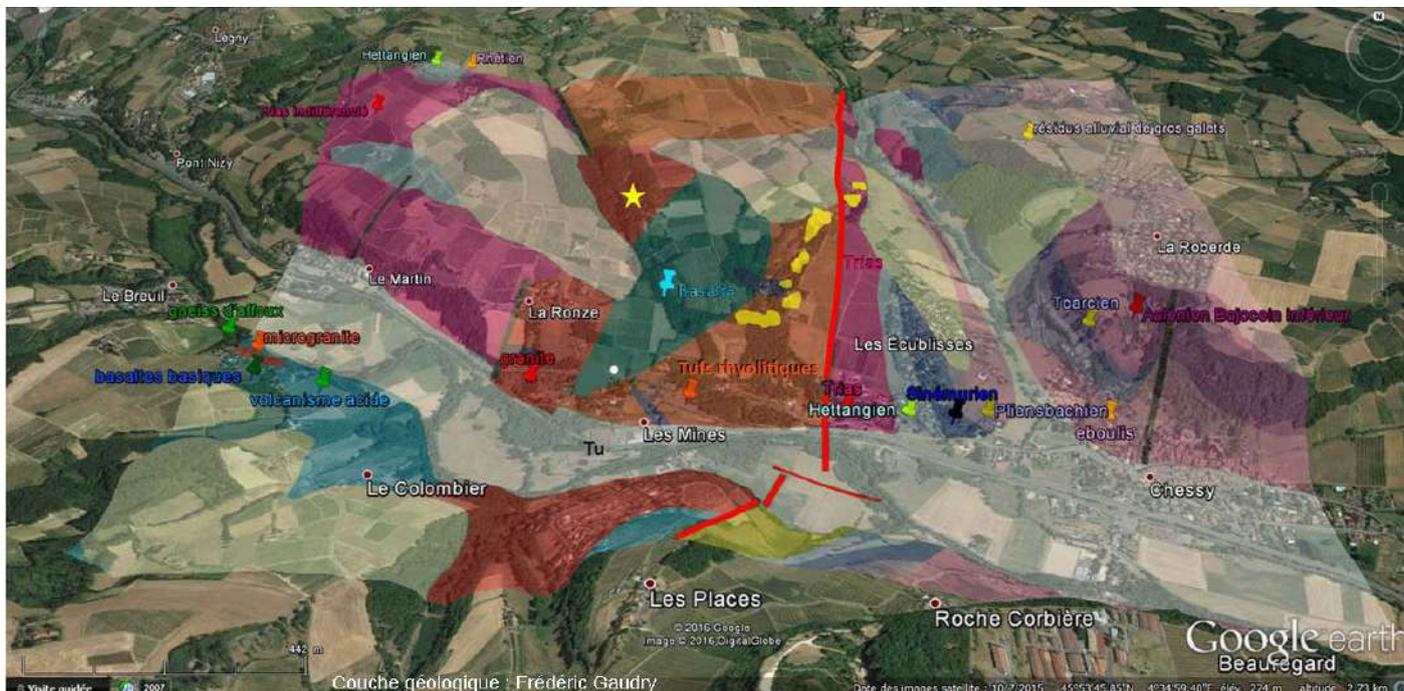
Document 6 : Panorama et résumé géologiques des événements affectant la région de Chessy. Vue depuis le lieu-dit « Sur les puits » vers le sud. © F. Gaudry.

2) L'histoire minière et compréhension du gisement

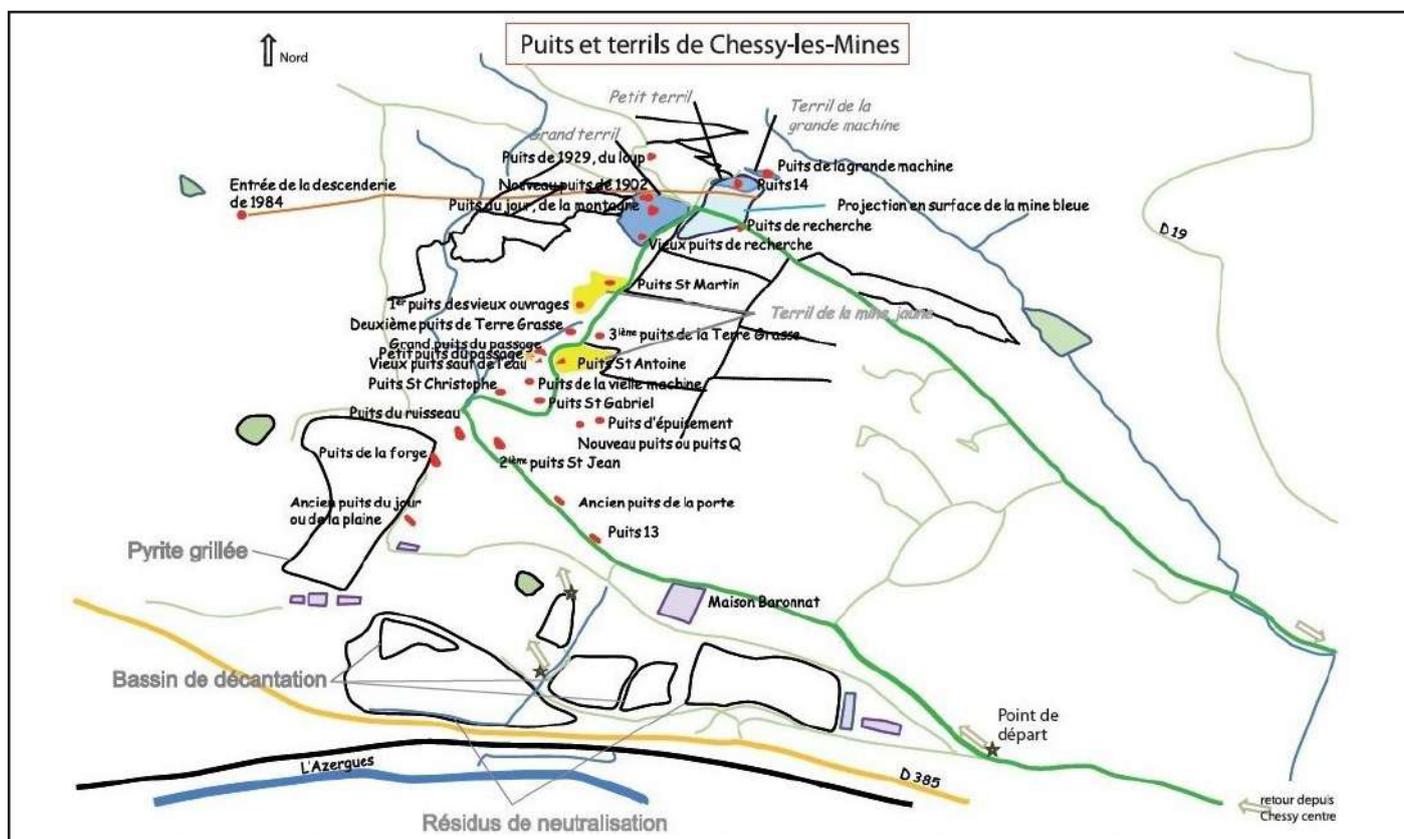
Le document 7 montre les deux blocs tectoniques séparés par la faille oligocène en rouge. Le bloc à l'est contient les minéralisations primaires. C'est celui où s'est développée la majeure partie des travaux miniers. Le bloc à l'ouest, effondré, contient les ter-

rains triasiques abritant la mine bleue et les terrains jurassiques. Il possède seulement trois puits et deux haldes.

Le début de l'histoire des mines de Chessy est difficile à justifier et reste donc hypothétique comme le soulignent Alexis Chermette (1977) et Alain Bourgoïn (Le Règne Minéral, 2003). L'occupation attestée du



Document 7 : Carte géologique (BRGM) des environs de Chessy redessinée et modifiée, calée sur Google Earth. Vue vers le Nord. Déblais de l'exploitation en jaune. © F. Gaudry



Document 8 : Inventaire des puits et déblais du secteur minier de Chessy le long du « sentier des mines ». © F.Gaudry. Le long du parcours vert, il reste quelques vestiges de l'activité minière, mais aucun des travaux souterrains n'est accessible hormis une des galeries d'exhaure (vers les bassins de décantation), seulement sur quelques dizaines de mètres et protégée par une grille. Plan réalisé à partir des données de terrain, des plans BRGM et analyses photos satellites.

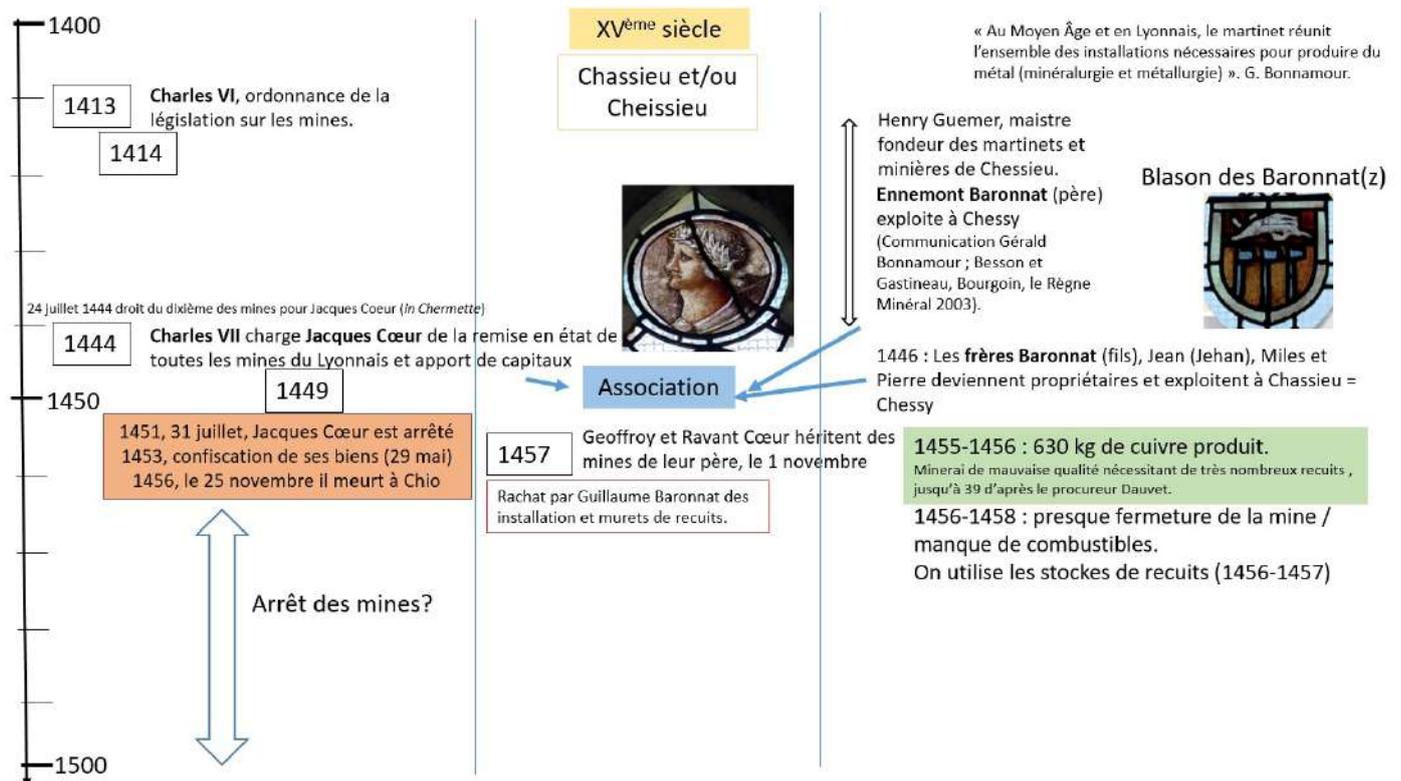
territoire par les celtes ségusiaves puis la découverte de vestiges antiques (importante villa au bord de la D385) ne permettent pas d'imputer une exploitation synchrone. Néanmoins, le cuivre de Cassiacum est parfois évoqué. Ainsi, peut-on placer le début de l'occupation durable à cette période antique sans plus de précision, sauf en évoquant la découverte des antéfixes et pièces de Tibère César (4-14) (inventaire de Romain Guichon, 2012 et 2015). La proximité de Lugdunum (Lyon) comme pôle économique important naissant et la maîtrise de l'art de la mine de la civilisation gallo-romaine impliquent que cette ressource a probablement été exploitée. Des investigations minéralogiques réalisées entre autres par Jacques Gastineau, en 1983, ont retrouvé d'anciennes chambres d'exploitation, peu profondes, mais sans critère de datation. Bien évidemment, les amas de chalcopryrite du bloc tectonique à kéra-tophyres affleuraient déjà à cette époque, et seule cette formation géologique sera exploitée et fournira dans un premier temps le minerai dit de mine jaune, composé en partie de chalcopryrite.

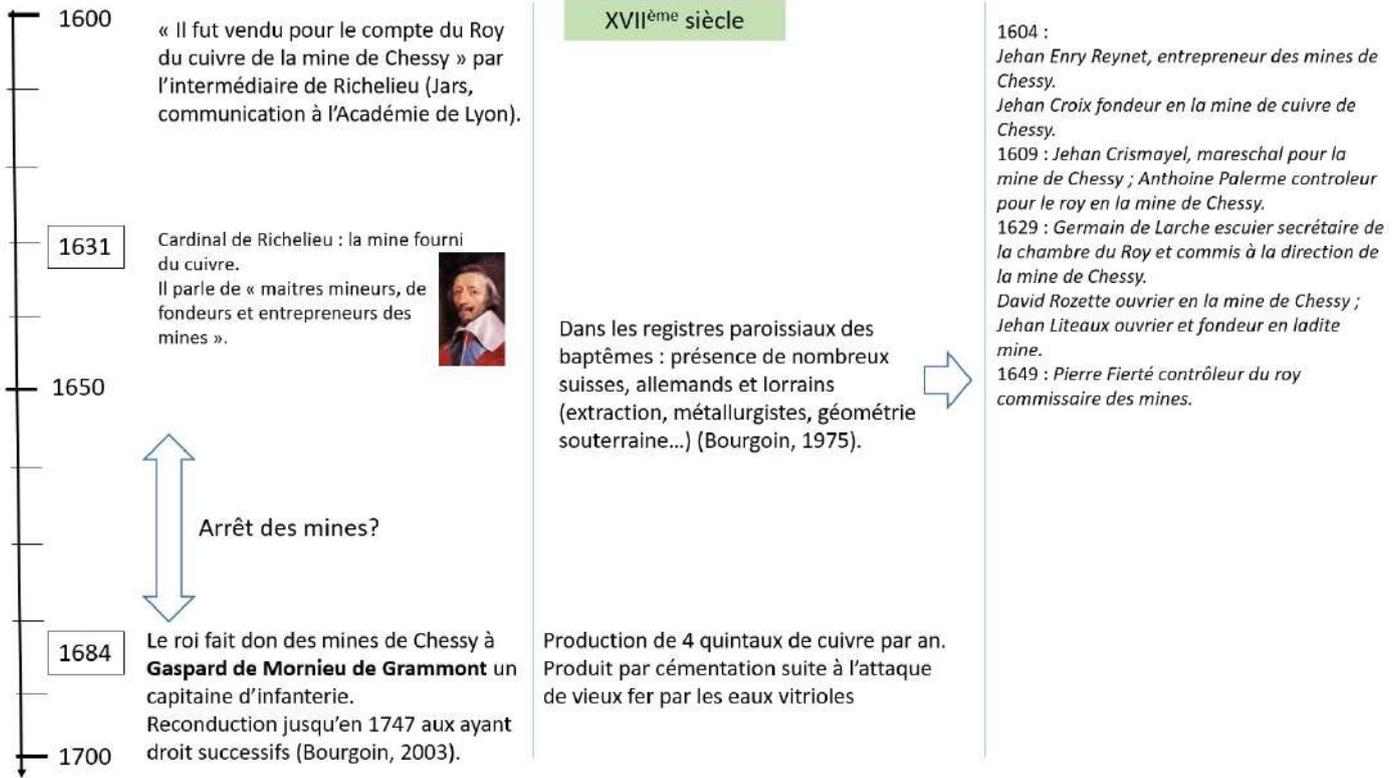
Un bond dans le temps est nécessaire pour voir apparaître, sans ambiguïté, au XV^{ème} siècle, des indices d'activité minière et de vente de cuivre. Cette période est marquée par la famille Baronnat puis par leur association à Jacques Cœur sur un court laps de temps. La villa Baronnat est toujours présente à Chessy et elle est visible depuis le sentier des mines.

Les documents suivants sont un inventaire d'informations entre autres glanées dans les diverses sources citées en bibliographie. Les traces évoquant l'exploitation du cuivre de Chessy et les transactions et associations de personnages disposant des ressources nécessaires pour l'extraction minière, au financement et à l'amélioration des techniques sont listées. Le contexte historique et scientifique en lien avec Chessy est évoqué.

Les techniques d'exploitation utilisaient la pointerole et le feu (communication de G. Bonnamour) et la récupération du cuivre se faisait par une cémentation naturelle sur de vieux fers rouillés disposés dans des goulottes qui canalisait les eaux acides (sulfuriques) de la mine. Cette technique a cependant été utilisée jusque dans les années 1980 et servait par la revente à payer le personnel d'entretien des infrastructures restantes. Autrement, le minerai de mine jaune était transporté au moulin en bordure de l'Azergues, concassé à la main et passé au four à soufflet, actionné par la force hydraulique, pour des cuissons successives afin d'en extraire le soufre. La répétition de cette action est nécessaire environ 25 fois afin d'obtenir une matre qui renferme encore des sulfures de fer et de cuivre. Les laitiers retrouvés éparses sur le site sont encore bleus pour certains et des néoformations de cuivre natif ou de cuprite en leur sein, attestent du reliquat de métal non extrait. La refonte des mattes conduit à l'élimination du fer et du soufre restant. Une surfusion du cuivre noir obtenu précédemment est associée à une technique empirique dite « de perchage ». On ramène des branches de bois (saule) encore vertes afin de rajouter de la matière organique (carbone, hydrogène et oxygène). Ceci permet de créer des oxydes qui vont précipiter, le carbone s'échappant sous forme de dioxyde de carbone. L'ensemble du processus conduit à l'obtention de cuivre rose dit « cuivre fin ».

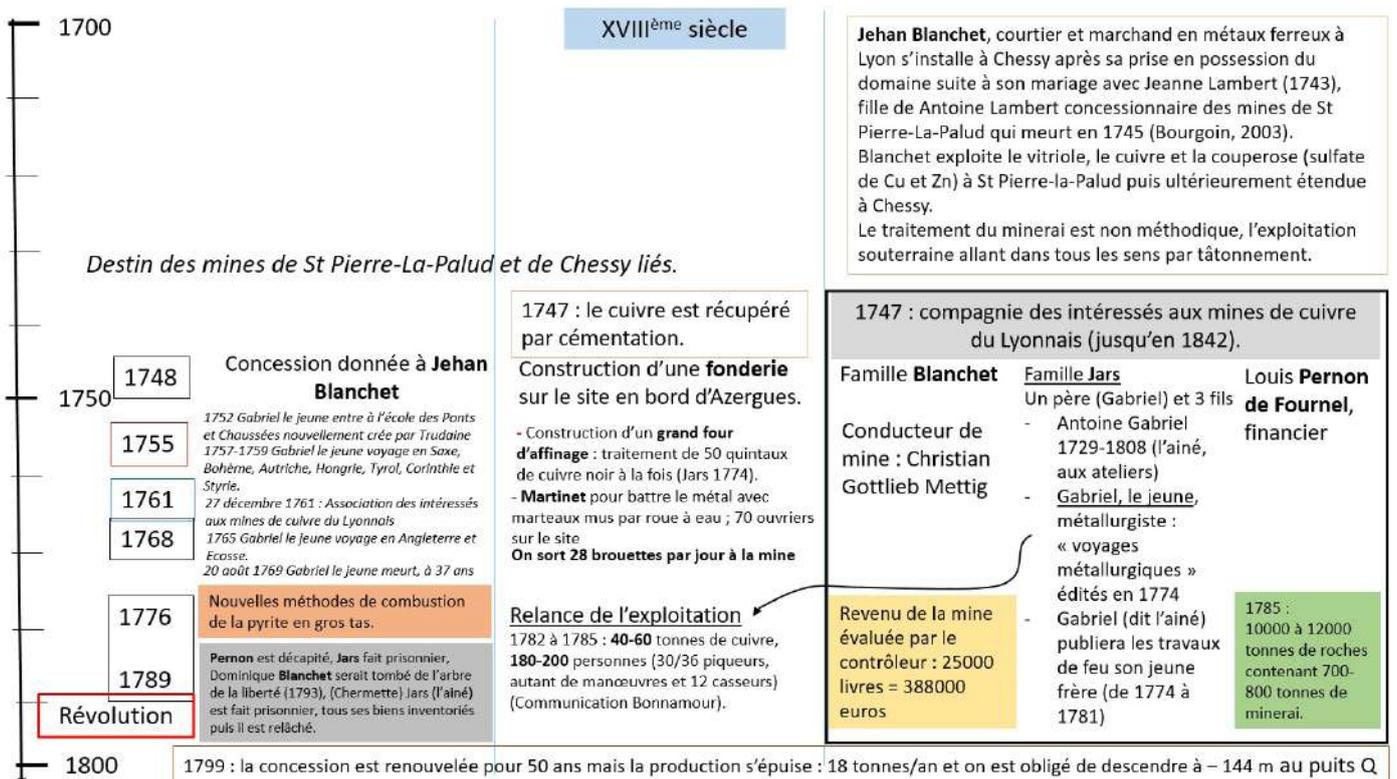
Le XVI^{ème} siècle n'a fourni aucune trace d'une quelconque activité et peut-être après une période d'abandon, le nom de Chessy revient dans les écrits en tant qu'anecdotes au début du XVII^{ème}. Par la suite, indirectement, on se doute d'une production significative grâce à une immigration sélective de corps de métiers et de personnes étrangères compétentes afin de mener à bien les travaux souterrains et l'art de la métallurgie.





Une volonté d'organisation et de progrès dans les techniques d'extractions et de métallurgie sont à souligner durant la seconde moitié du XVII^{ème} siècle. La création de la compagnie des « Intéressés aux mines de cuivre du Lyonnais » par Blanchet (propriétaire de Chessy et Sain Bel mais aussi exploitant à Chasselay pour la galène traitée à Neuville), Pernon de Fournel (financier) et Jars (métallurgistes) va créer une dynamique positive. Avec pour responsable du traitement du minerai, la famille Jars, un père et ses trois fils. Les pérégrinations formatrices du jeune Gabriel Jars à travers les centres miniers de l'Europe vont permettre d'améliorer les rendements,

notamment la récupération du métal grâce à diverses techniques. Le grillage en gros tas, à l'architecture savamment agencée, de minerais trop riches en pyrite (dits de mine blanche et de mine maigre, 3% de cuivre) et la construction d'une fonderie en 1748, disposant d'un martinet pour façonnage du cuivre et d'un grand four au bord de l'Azergues en 1755, vont optimiser l'exploitation. Ce grillage en tas est une étape préalable à l'extraction du cuivre par les méthodes évoquées précédemment. Il permet d'économiser également du combustible par la substitution du bois par le soufre des pyrites. Le sol doit préalablement être soigneusement décapé

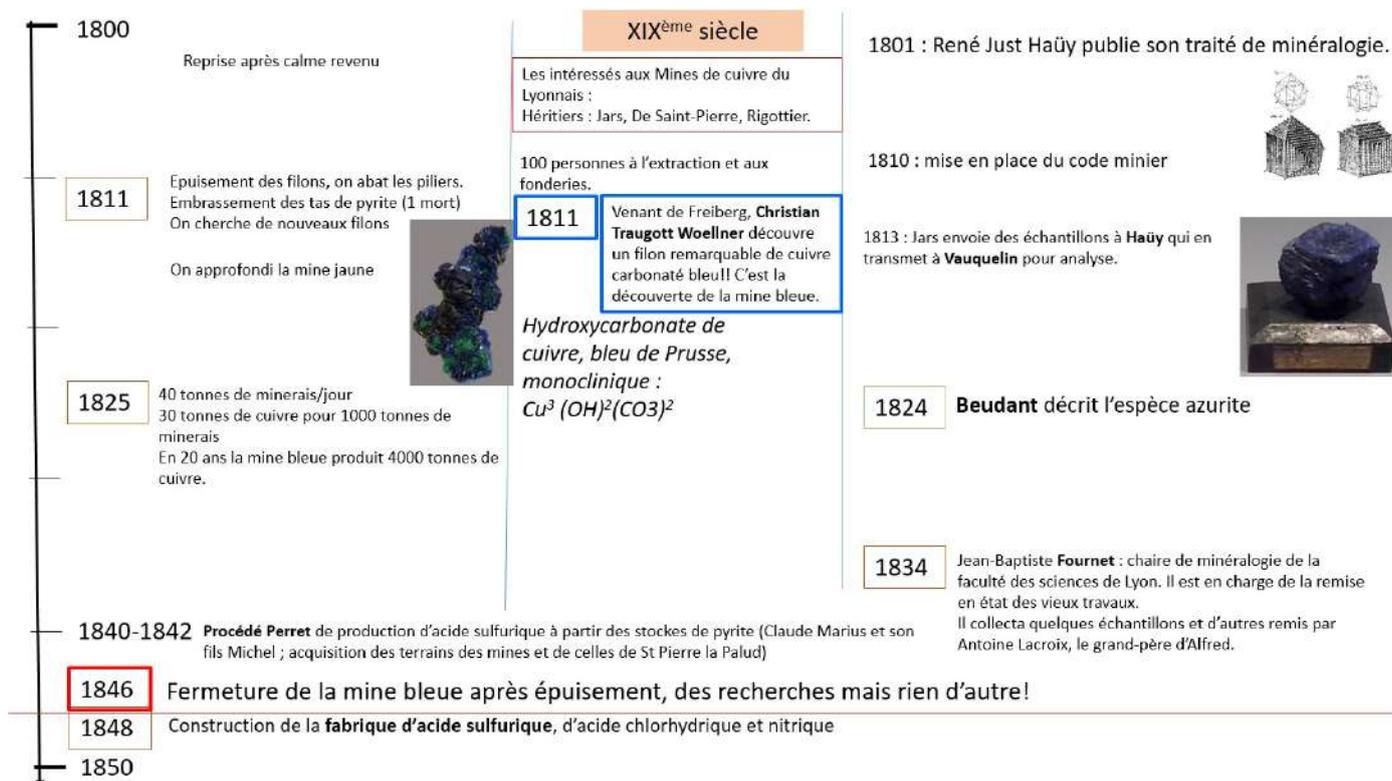


sous le tas pour éviter toute propagation du feu, ce qui malheureusement se produit plus tard en 1810.

Avec les Jars, Chessy est une mine qui tourne à un régime supérieur mais qui conduit à l'épuisement des ressources minérales accessibles et des ressources en bois indispensables à cette époque pour l'exploitation du minerai, tant pour l'extraction que pour le traitement. Cela va limiter la production, de même que le contexte de la Révolution qui va impacter fortement la tête de la compagnie, si on peut l'écrire ainsi. Les notes du brillant Gabriel le Jeune vont passer à la postérité grâce à l'admiration de son aîné qui va publier ses manuscrits de voyages métallurgiques (de 1774 à 1781), suite à sa mort en 1769 à seulement 37 ans des suites d'une insolation lors d'un énième voyage, cette fois-ci dans les environs de Langeac. Cependant, seules quelques pages de cet ouvrage concernent Chessy. Pour anecdote et pour situer le personnage, lui succédera à l'Académie des Sciences le non moins illustre Lavoisier.

Après la tourmente révolutionnaire, la reprise des travaux a lieu au début du XIX^{ème} siècle avec les héritiers Jars, De Saint-Pierre et Rigottier mais les filons et amas s'épuisent et les piliers des anciennes chambres d'extraction sont exploités jusqu'à ce qu'un effondrement ait lieu. On fait appel à la personne de Christian Traugott Woellner, de la prestigieuse École des Mines de Freiberg pour découvrir d'éventuelles ressources. Alors que tous les travaux s'étaient jusqu'alors cantonnés aux « cornes » de mur et de toit des anciens, ce qui correspond en fait aux différentes couches volcaniques acides encadrant les diverticules de l'amas dans le bloc tectonique est, Woellner, en poursuivant la grande galerie Baronnat vers le sud, découvre en 1811 ce que personne n'attendait. Soit par le hasard du novice en ces lieux soit par la fine expertise du mineur aguerri

et l'observation attentive de filonets métallifères, les travaux quittent les terrains à kératephyres et arrivent dans les grès bigarrés et les argiles bariolées du Trias en franchissant 4 mètres de terrain faillé. En poursuivant les travaux dans ce nouveau compartiment tectonique, une remarquable veine de cuivre carbonaté bleu est mise au jour. Ainsi fût découvert ce qui deviendra la mine bleue. Néanmoins, des échantillons à brèche d'anciens terrains montrent des colmatages d'azurite. Cette substance aurait bien pu être rencontrée avant cet épisode. Le puits du Jour, appelé également de la Montagne, a servi à l'exploration dans la zone haute du gisement. Il a finalement relancé l'activité de la mine. Autour de lui seront déversés les stériles issus de la mine bleue. A partir de 25-30 mètres de profondeur contre la faille, quatre niveaux majeurs de cuivre carbonaté furent découverts. Les quatre veines suivaient la pente naturelle des terrains basculés à 45° puis 30° et percolaient dans les grès et les argiles (ces formations et leur pendage sont visibles au début du sentier des mines). L'épaisseur verticale de ces veines minéralisées était de 50 centimètres au maximum et leur allongement parallèle à la faille était de 230 mètres pour une extension vers le sud de 30 mètres, voire localement 40 mètres. Les « fleurs de mine » décrites par les directeurs de mines successifs évoquent les boules cristallisées, rognons ou les cristaux apparaissant dans les géodes du filon imprégnant plus ou moins les grès et dans les argiles en marge des veines. Les quatre niveaux minéralisés s'étendaient sur une épaisseur totale de vingt mètres, d'après De Launay qui écrit à ce sujet, 100 ans après. De façon plus contemporaine, Cordier décrit les couches de cuivre carbonaté en 1819. En 1831, on doit à Laforge un dessin assez naturaliste de l'organisation des minerais exploités puis à Raby en 1833 la répartition des divers types de mines.



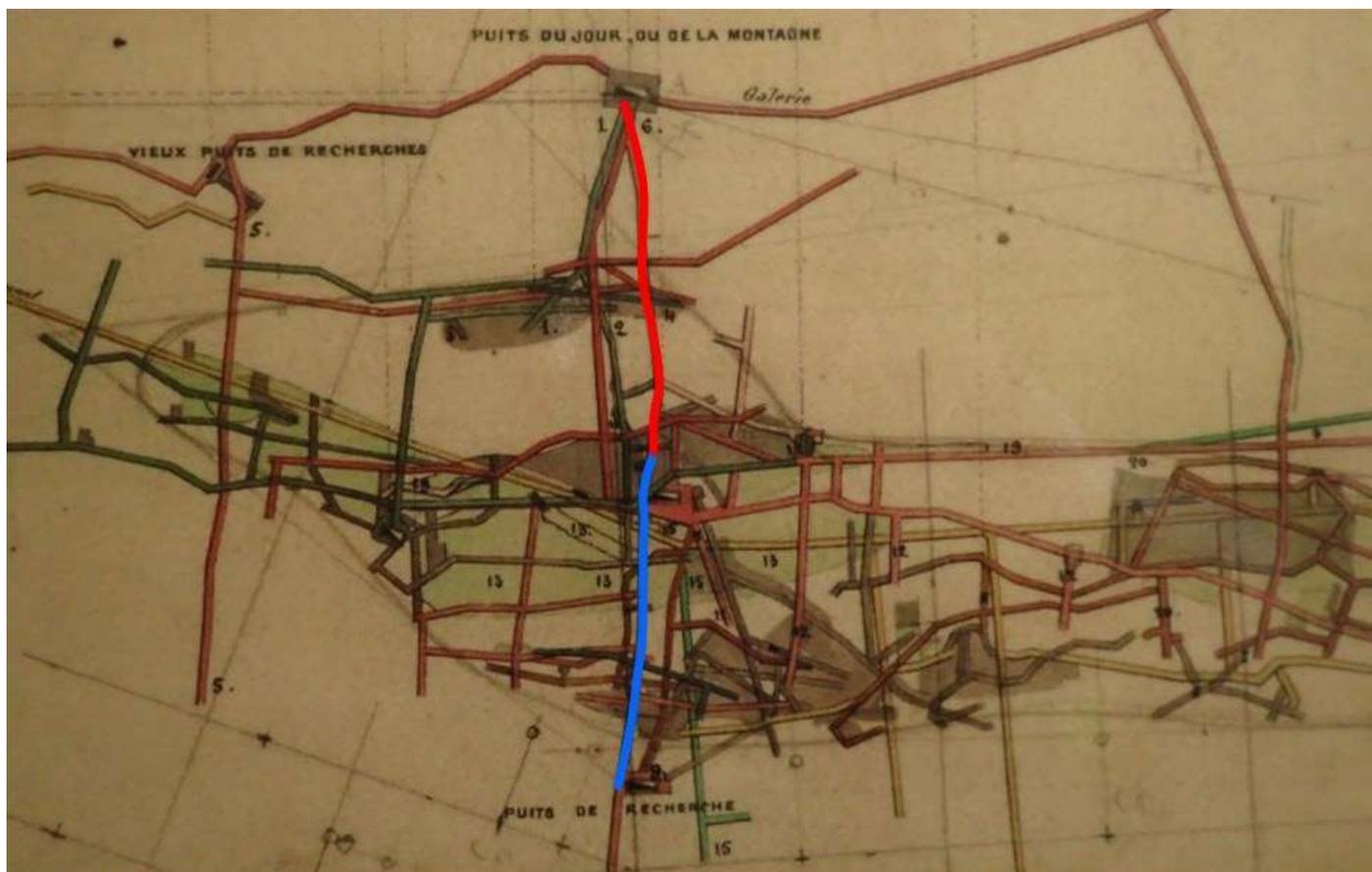
Le minerai riche était évacué par la grande galerie d'écoulement située plus en profondeur et sortait de la mine presque au niveau de l'Azergues, là où sont actuellement traitées les eaux acides issues de la lixiviation des travaux miniers. Les stériles sortaient par le puits du Jour en formant ce que l'on appelle le grand terril. Outre le puits du Jour, deux puits desservaient directement la mine bleue en partant du compartiment à terrains triasiques instables : le puits 14 et celui de la Grande Machine. Tous sont comblés.

Avec le désir de toujours améliorer les connaissances au sujet de Chessy, la famille Jars envoie ces nouveaux minerais et minéraux à René-Just Haüy qui les transmet en 1813 à Vauquelin pour analyse et qui les définira comme : hydroxycarbonate de cuivre, bleu de Prusse, monoclinique. Ce ne sera que plus tard, en 1824, que Beudant décrit et nomme un échantillon provenant de Chessy en tant qu'azurite alors que Brooke et Miller évoqueront le terme de chessylite en 1852 pour décrire cette variété locale si riche en faciès de cristaux, remarquables également par leurs tailles comparativement aux échantillons connus jusqu'alors.

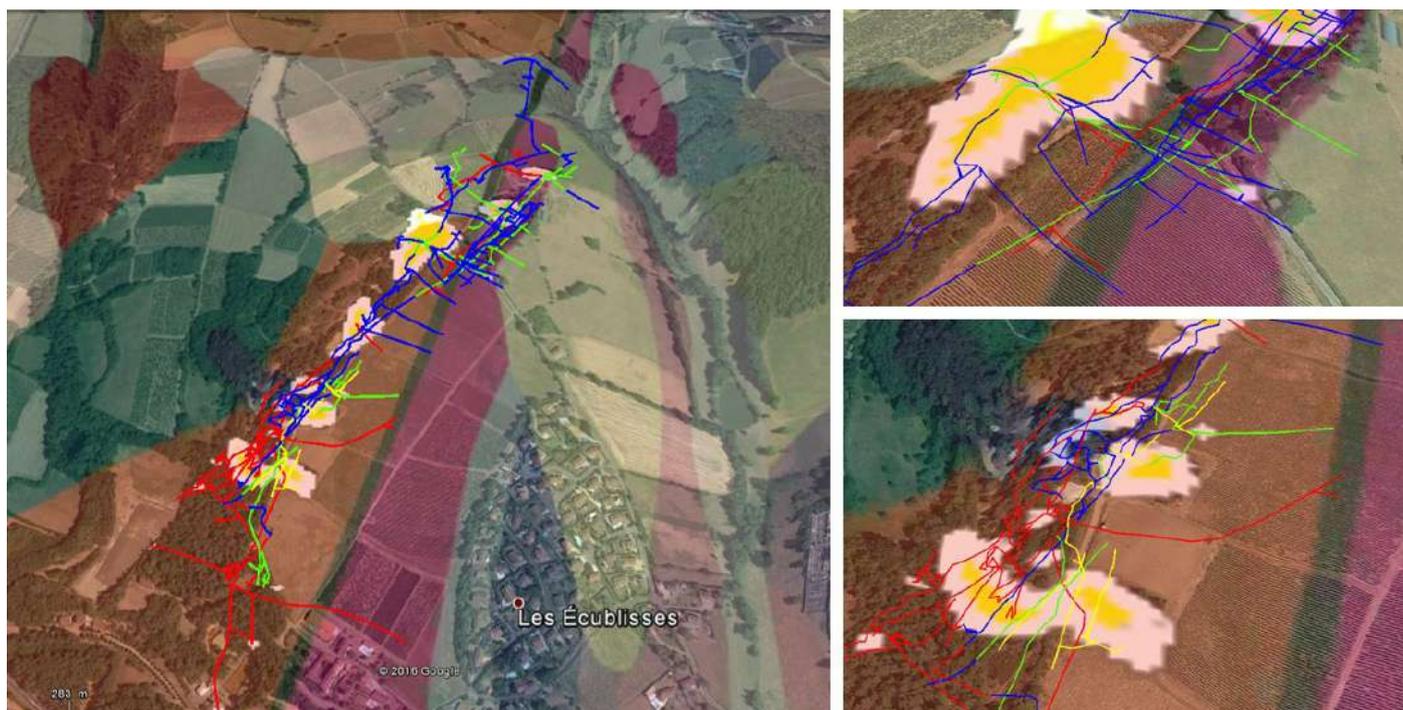
La mine bleue est séparée des terrains anciens par la faille verticale oligocène. Dans son épaisseur, de 2 à 4 mètres, un mélange d'argiles rouges et d'esquilles de terrains à sulfures renferme le cuivre natif et le cuivre oxydulé, à savoir les cuprites qui serviront également à la production de cuivre métal pendant 8 ans sous la désignation de mine rouge à partir de 1825 (Margerin, 1830).

La mine bleue est donc un gisement secondaire stratiforme, de substitution, accueillant les fluides acides et riches en cuivre provenant de l'altération de la partie superficielle du premier gisement d'origine sous-marine. Une première altération a conduit à des oxydes telle la mélaconite, variété non cristallisée de ténorite et formant les poches de mine noire dans le premier compartiment géologique (le cuivre peroxydé des anciens). Les cuprites se sont principalement formées dans la faille créée à l'Oligocène, d'où leurs occurrences très localisées. La poursuite de l'écoulement des fluides acides riches en ions de cuivre et de zinc, canalisés entre les niveaux argileux des grès du Trias, les ont fait se retrouver dans un environnement carbonaté formant le ciment des grains de quartz et de feldspath. Une nouvelle alchimie, fruit des hasards successifs des phénomènes géologiques, a permis après l'attaque des carbonates de ces nouvelles roches encaissantes la précipitation des azurites, malachites, smithsonites et même encore de cuprite, ainsi qu'un cortège de minéraux très variés. Grâce au pendage favorable des couches lié au fonctionnement de la faille, la mine bleue a pu s'étaler vers l'est. Les 20 derniers millions d'années ont constitué un temps d'altération nécessaire à la remobilisation des éléments métalliques.

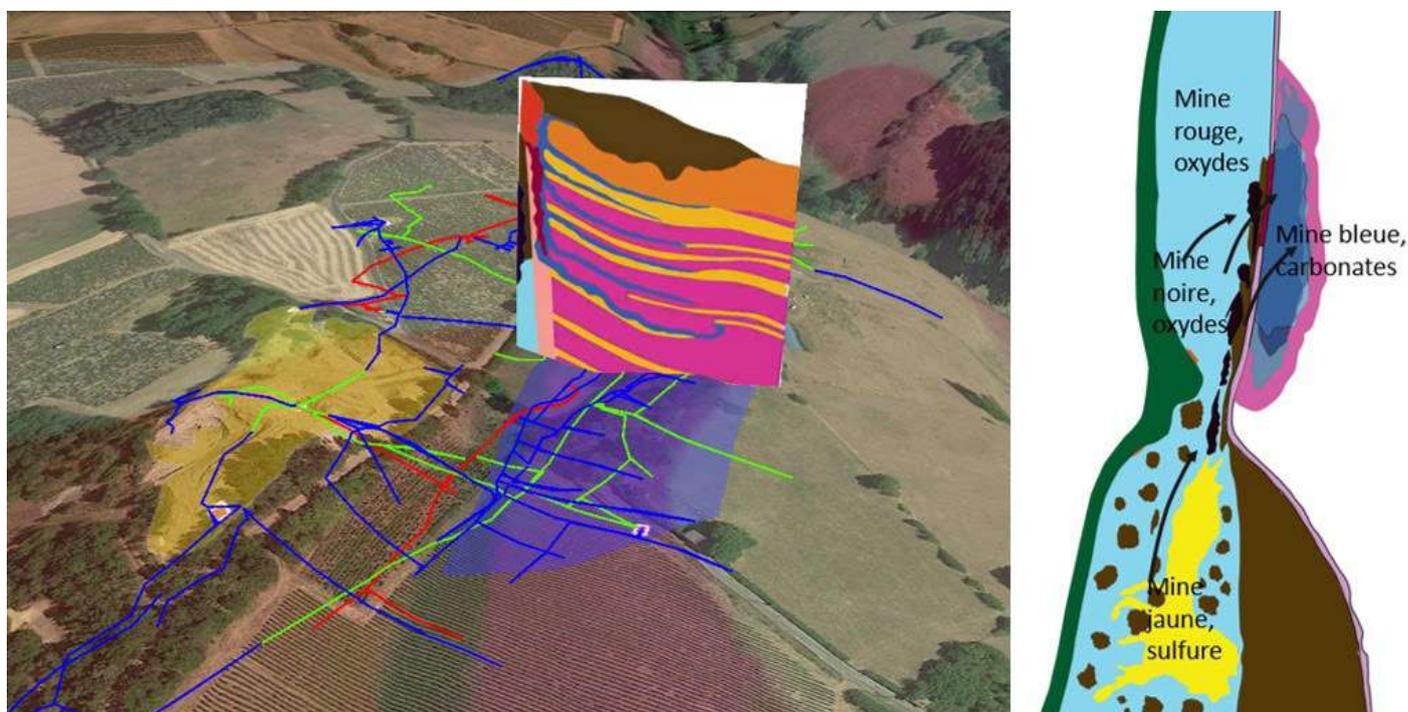
Cette suite d'événements fait de Chessy une occurrence unique dans la série de la Brévenne car, malheureusement, pour le site contemporain de Saint-Pierre-la-Palud, aucune faille n'a pu mettre le gisement en contact avec des niveaux carbonatés identiques.



Document 10 : Détail du plan des mines de Chessy dessiné par Wollner en 1815, vue en plan. En rouge, partie de la galerie Baronat avant la découverte de la mine bleue. En bleu, partie de la galerie creusée dans la mine bleue. Sud-ouest à gauche, nord-est à droite.



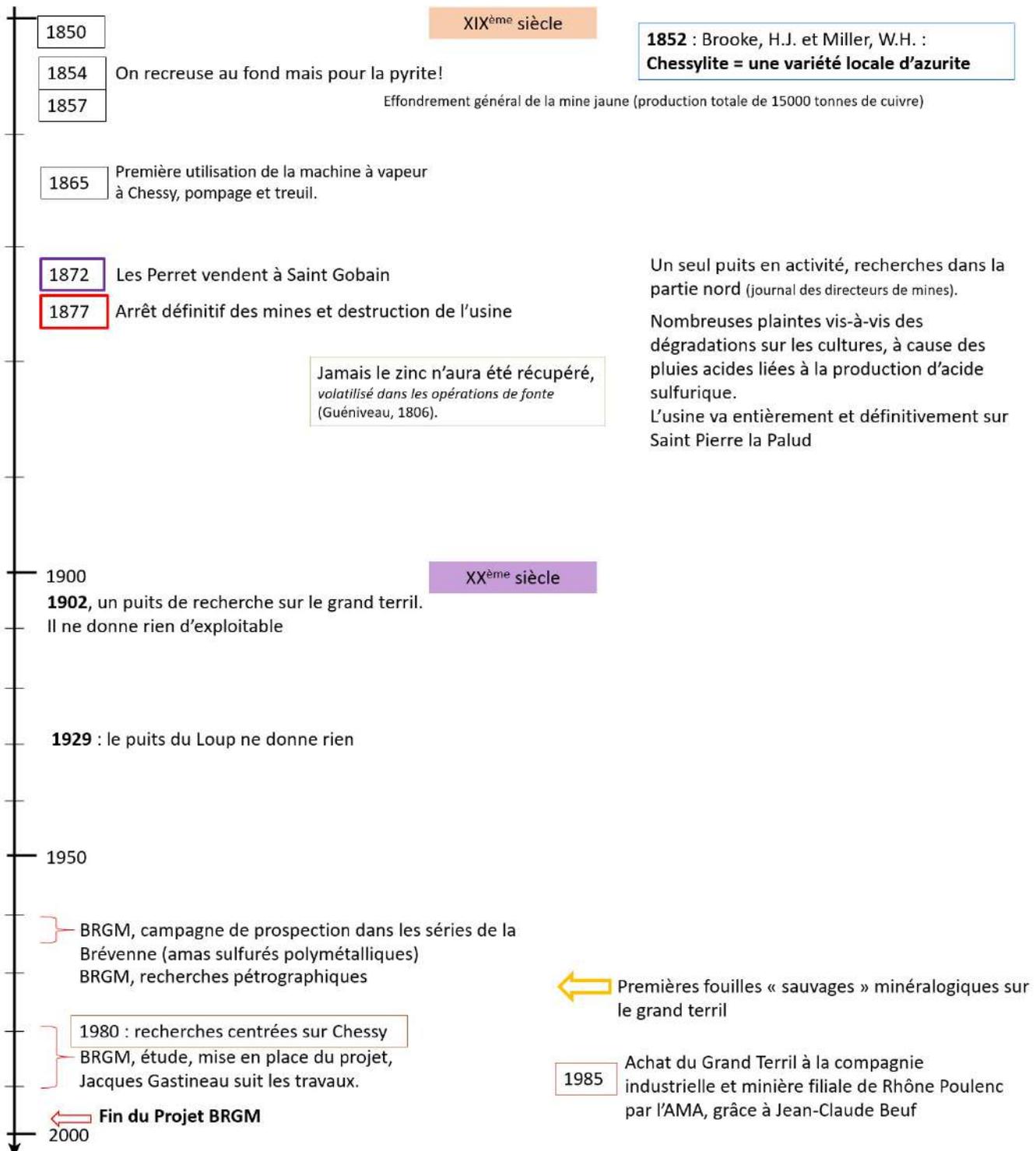
Document 11 : Projection en surface de l'ensemble des travaux miniers de Chessy et en filigrane la carte géologique. Chaque couleur correspond à une catégorie de profondeur de galerie. En rouge : inférieur à 25 m ; en bleu, de 25 à 50 m ; en vert, de 50 à 100 m ; en jaune, supérieur à 100 m. En bas à droite, zoom : on constate que les travaux anciens dans la partie sud du gisement, dans les rhyolites sous-marines altérées, sont peu profonds. Leurs tracés divaguent et viennent buter contre la faille. En haut à droite, les travaux de la mine bleue sont entre 25 et 50 mètres, occasionnellement supérieurs à 50 mètres et très localisés dans la partie nord du gisement, à l'est de la faille dans le Trias. Leur tracé est rectiligne. Les approfondissements visibles dans les travaux anciens sont les dernières activités de recherche et buttent à 144 m de profondeur au puits Q. L'ensemble se développe sur 4 kilomètres de galeries ; 60 personnes y ont travaillé en même temps. © F. Gaudry



Document 12 : A gauche, coupe extrudée des mines bleue et rouge. A droite, vue en plan des mines jaune, noire, rouge et bleue dont les différents niveaux sont empilés. Redessiné d'après Laforge, 13 juin 1831. Le grand terril apparaît en jaune à gauche. Dans la coupe, les niveaux à azurite sont en bleu foncé et ceux à cuprite en rouge carmin. Les alternances jaunes et rouge fuchsia montrent la formation du Trias. © F.Gaudry



Malgré la beauté de leurs cristaux, les azurites et cuprites de Chessy constituaient un minéral riche et elles ont malheureusement, pour l'écrasante majorité d'entre elles, été détruites pour en extraire le cuivre. Le zinc lui, n'aura pas été extrait des minéraux qui en contenaient. Ainsi, grâce à la force de l'Azergues, les azurites étaient débourbées dans un grand tambour grillagé situé dans l'enceinte de la fonderie où arrivait un bief. Les associations cuprites sur azurites étaient séparées puis broyées chacune de leur côté avant traitement final au fourneau. On utilisait les calcaires locaux du Sinémurien comme fondant. Outre des feuillus de Bourgogne, le charbon de Saint-Foy-l'Argentière puis la houille de Saint-Etienne furent utilisés comme combustible (Margerin, 1830), tout comme le soufre de sublima-



tion issu des grillages en tas. Le granite servait à la chemise des fourneaux à manche (Guéniveau, 1806), le quartz, provenant d'un filon local, pour la sole des fourneaux à réverbères et des argiles locales pour les campagnes de fonte. L'addition du quartz avait pour objet d'entraîner le fer hors du fourneau (Guéniveau, 1806) afin de mieux séparer le cuivre. C'était une véritable optimisation de la géologie locale. Le bois vert de saule pour certaines étapes de la fonte fournissait une source de carbone (perchage). Les scories pouvaient être traitées à nouveaux. Cependant, les débuts de la minéralogie aidant, bons nombres d'échantillons remarquables furent préservés et dispersés dans les institutions en Europe. Ce sont les échantillons dit de l' « époque mine » des collections qui circulent actuellement.

En vingt ans, la mine bleue aura permis de produire 4000 tonnes de cuivre. Ceci a constitué l'âge d'or de Chessy, qui persiste jusqu'à nos jours à travers les échantillons reliques vendus aux touristes par les personnels de la mine ou grâce aux dons aux institutions et autres musées dans le monde entier.

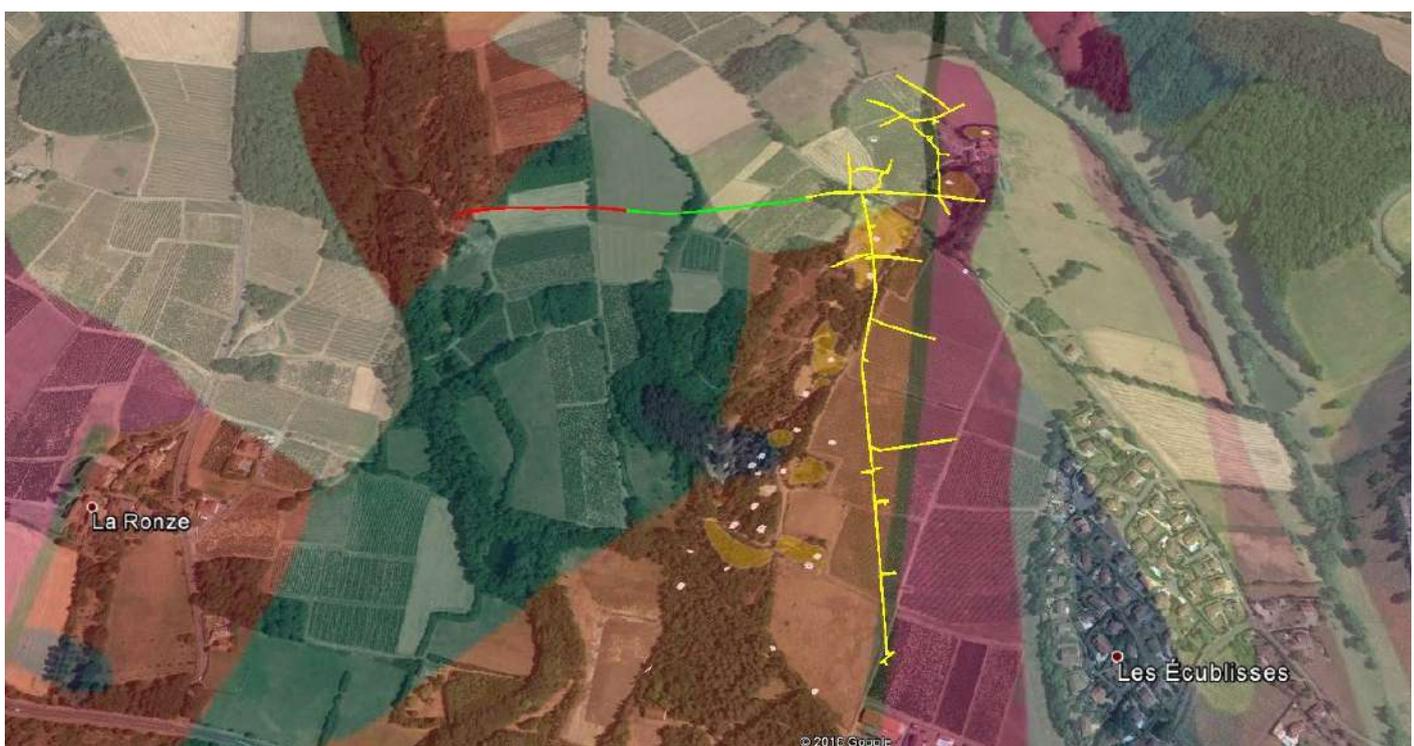
En 1846, la mine de cuivre de Chessy doit fermer mais les quantités de stérile riche en pyrite ne sont pas perdues pour tous. Entre 1837 et 1842, les Perret, père et fils, ont déposé des brevets de création d'acide sulfurique à partir de la pyrite suite aux travaux précurseurs de Alphonse-Clément Désormes en 1810 (grillage de pyrite et obtention de gaz sulfurique) qu'ils mettent en œuvre en rachetant les déblais et terrains de Chessy. En 1848, Chessy devient alors une mine de pyrite aussi bien à partir des déblais que du minerai extrait en profondeur. C'est aussi une usine de production d'acide sulfurique grâce à la réalisation d'une fabrique possédant une remarquable cheminée haute de 46 mètres afin de

préserver des vapeurs acides les cultures environnantes, telles les vignes, mais bien insuffisamment. Les Perret vendent à Saint Gobain les mines et les usines en 1872. Les recherches de minerai se poursuivent dans la partie nord du gisement et font souvent face à une grande présence d'eau. Mais en 1877 les plaintes auront raison définitivement de l'activité à Chessy. Le tout sera transféré entièrement à Saint-Pierre-la-Palud qui ne fermera qu'en 1972 et continuera d'alimenter la Grande Usine de Saint Fons jusqu'en 1973 à partir des stocks de pyrite (communication Jean-Claude Beuf).

Remarque : en 1941, durant toute une année, l'occupant allemand préleva des déblais riches en pyrite par camion puis chargés sur la ligne de chemin de fer (communication Monsieur Cuzon de Chessy).

3) Un futur minier ?

Le contexte économique et les cours du cuivre des années 1970 font que le Bureau de Recherche Géologique et Minière, ayant compris l'importance des gisements de la série de la Brévenne, lance une campagne de prospection généralisée sur cette entité géologique. L'inventaire des ressources minérales en France commence en 1975. Des techniques de télédétection électromagnétique et géophysique aéroportées (gravimétriques) mettent en évidence une anomalie positive à l'aplomb des anciens travaux de Chessy en 1977. En 1983, c'est la confirmation par sondages et forages de la lentille de minerai originelle, la véritable concentration de minerai. Tout ce qui aura été exploité jusqu'à présent ne correspondait en fait qu'à de petits satellites issus de la fin de la mise en place de l'amas ou de ses bordures.



Document 13 : Le tracé des travaux du BRGM en 1983, projetés en surface. Même légende de profondeur des galeries que dans le document 8. Il s'agit d'une descendrière partant de la Goutte Granger ayant permis de faire les sondages à l'aplomb du gisement caché et le recoupant localement.

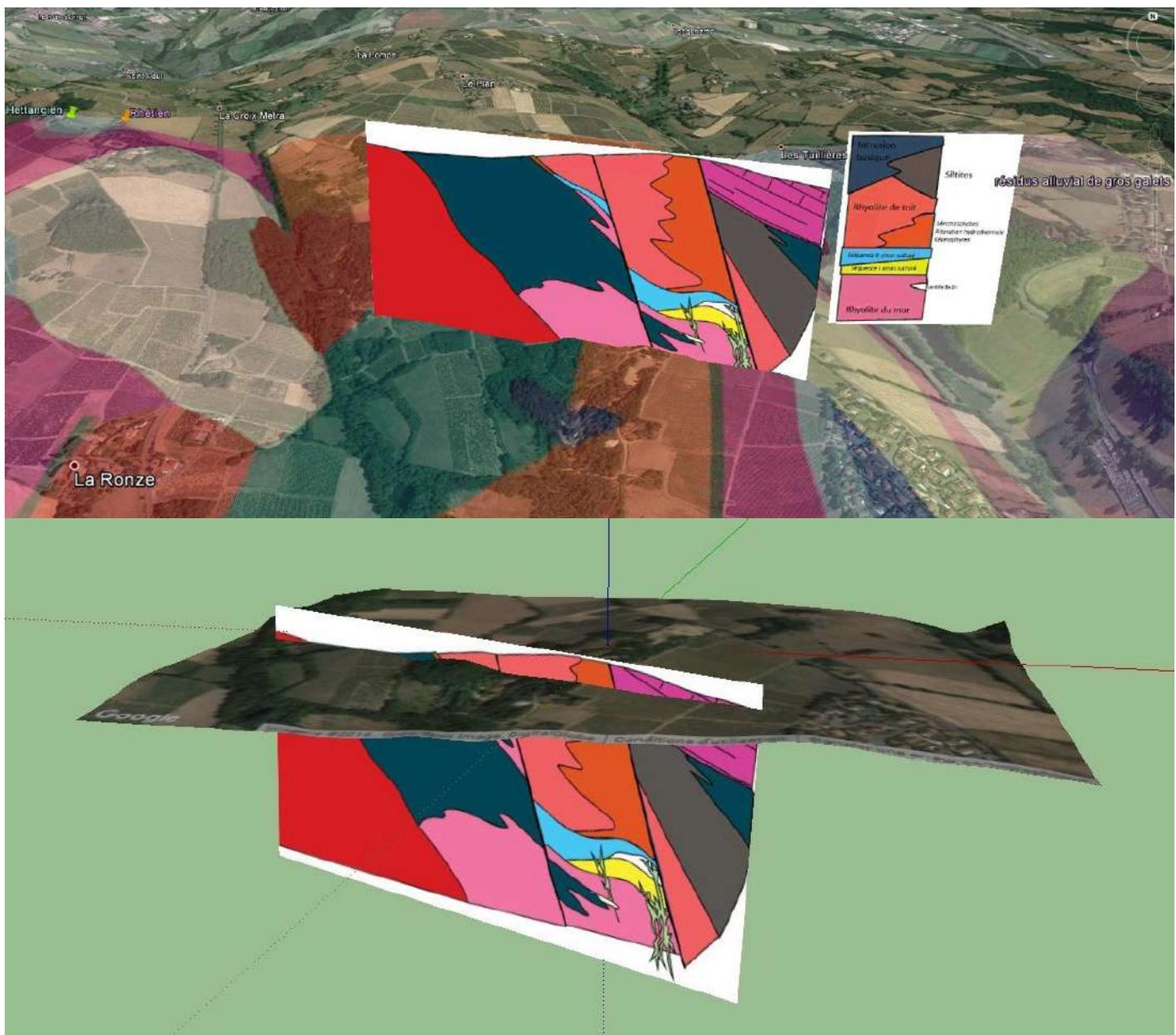
Ce gisement resta caché aux yeux des anciens car situé entre 100 et 400 m de profondeur. Ils n'ont bénéficié que d'une faille évitant l'effondrement total du bloc à rhyolites (kératophyres). Un petit bloc tectonique comprenant le cœur du gisement est toutefois davantage effondré. La grande faille oligocène à cuprite recoupe également la partie est du gisement reconnu par le BRGM, certainement sous-évalué en réalité.

Le gisement caché est le centre de la source hydrothermale originelle. Cet amas est pris en sandwich entre deux rhyolites, les « cornes » des anciens, dites de toit et de mur. Ses dimensions sont de 700 à 900 m en longueur et 300 à 400 m en largeur. Il présente plusieurs couches épaisses de 5 à 20 m de sulfures de cuivre et de zinc pentées à 35°. L'amas à sulfures et sulfates est zoné verticalement (sphalérite et barytine puis pyrite et chalcopryrite), ainsi que latéralement, et montre des zones polymétalliques.

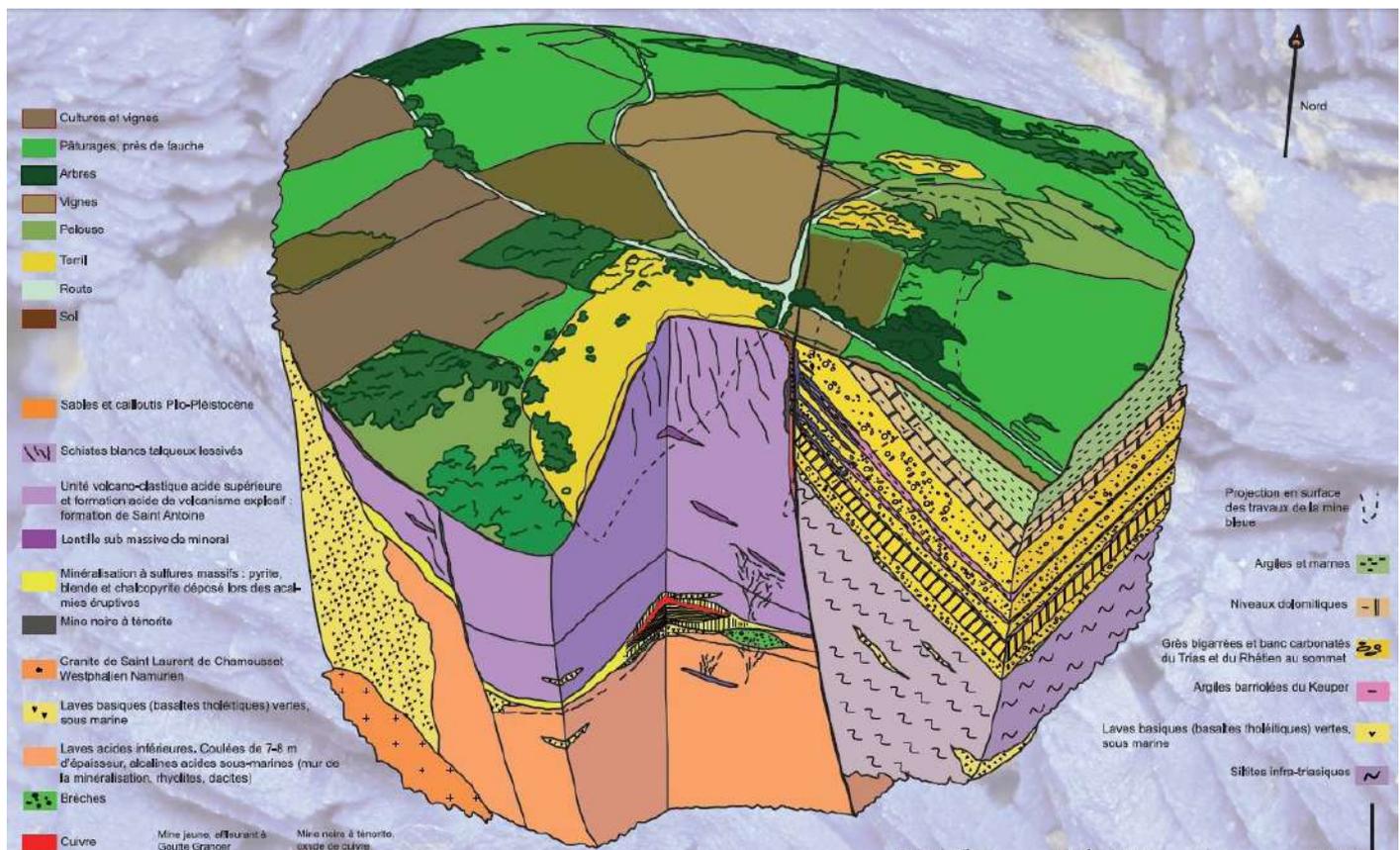
La brèche sous amas montre des éléments de lave rhyolitique cimentés de pyrite et correspond à la cheminée d'alimentation. La concession de la Ronze a été créée en 1986, en vue de son exploitation en 1988 (revue géologue n°153, 2007).

Depuis 1983 jusqu'à la fin de la phase d'exploration ce sont 2,7 Km de galeries et 15 Km de sondages qui ont été réalisés. La production finale attendue aurait été de 6000 tonnes de cuivre et de zinc par an. En un an et demi, ceci aurait été équivalent à la production cumulée depuis le début de l'histoire du gisement. Au moment du projet, la production mondiale de cuivre était de 700 000 tonnes. Avec des réserves exploitables de 4,1 millions de tonnes, Chessy reste un gisement de taille importante à l'échelle européenne, dont les atouts sont la facilité d'exploitation et la valorisation de substances annexes comme la barytine, la pyrite, voire l'or.

Malgré une dynamique certaine faisant la une



Document 14 : haut) coupe géologique du gisement primaire extrudé ; bas) même coupe repositionnée sous la surface. En jaune et bleu, les deux types d'amas sulfuré (principal et de toit dit roche de Saint-Antoine) et, en rouge, le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset ayant légèrement affecté le secteur au sud par métamorphisme de contact.



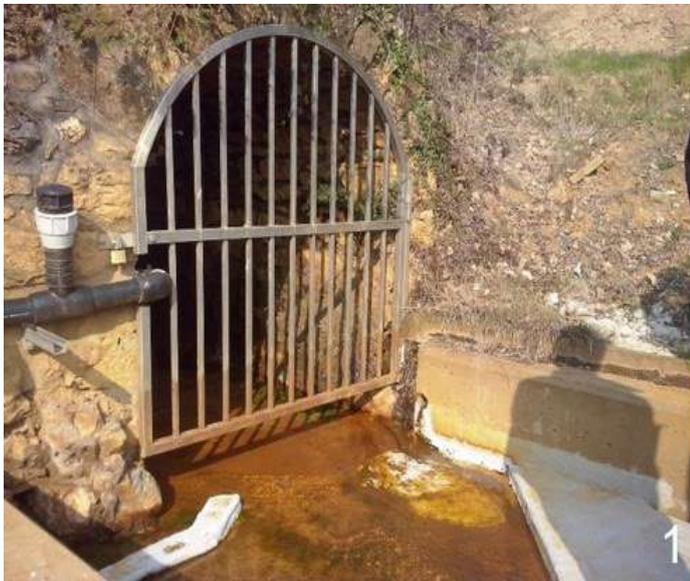
Document 15 : Détail de l'écorché géologique de « Sur les Puits » montrant les différents types de mine et les relations qu'ils entretiennent avec leurs encaissants géologiques. Les proportions et emplacements tiennent compte de l'ensemble des données éparses disponibles. © F. Gaudry

	Pyrite blanc jaunâtre	Chalcopryte jaune foncé	sphalérite	Ténorite	cuprite	malachite	azurite	Teneur en Cu du minerai	Dimensions en mètres. L : longueur L : largeur Ep : épaisseur	Durée d'exploitation, découverte	Tonnage approximatif en Cu
Mine jaune (mine riche)	X (mine blanche : mine maigre)	X	X					6% pour la pyrite 15-20% pour la chalcopryte	15 X 120 descendant à 200 m de profondeur	Période antique ? - 1877 (Mine maigre, période Jars)	10000 tonnes maximum
Mine noire	X	X		X	X	Au sommet (mine verte)		6% pour la mine grise (à barytine ?) 15% pour mine noire	Rognons de 5x3x12	?	?
Mine bleue					X	X	X		400 L x 40 l x 20 ép.	1811 - 1846	4500
Mine rouge					X				100 L x 2-4 l	1825-1833	
Gisement caché	X	X	X					Teneur en Cu 3% Teneur en Zn 7%	200 L x 14 ép.	1977 /	150 000

Document 16 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents types de mines.

de nombreux journaux locaux entre 1982 et 1999, le contexte général change vite et l'évaluation des coûts d'exploitation, d'aménagement environnemental, des nuisances aux riverains et des cours du minerai qui s'effondrent font que le BRGM doit renoncer au projet. En 1998, une nouvelle évaluation de rentabilité du projet conclut à nouveau par la négative. La mise en sécurité du site est ordonné par la DRIRE et en 1999 une alvéole bétonnée de 120 m par

ment automatisé. D'ailleurs, du temps de la mine, les chevaux, encore présents en 1875, disposaient d'une pataugeoire où ils étaient rincés afin de limiter les attaques acides. Cette dernière est encore visible sur le « sentier des mines », derrière les anciennes écuries transformées en logements. Les déblais riches en pyrite grillée ont été confinés, sous bâches, et végétalisés.

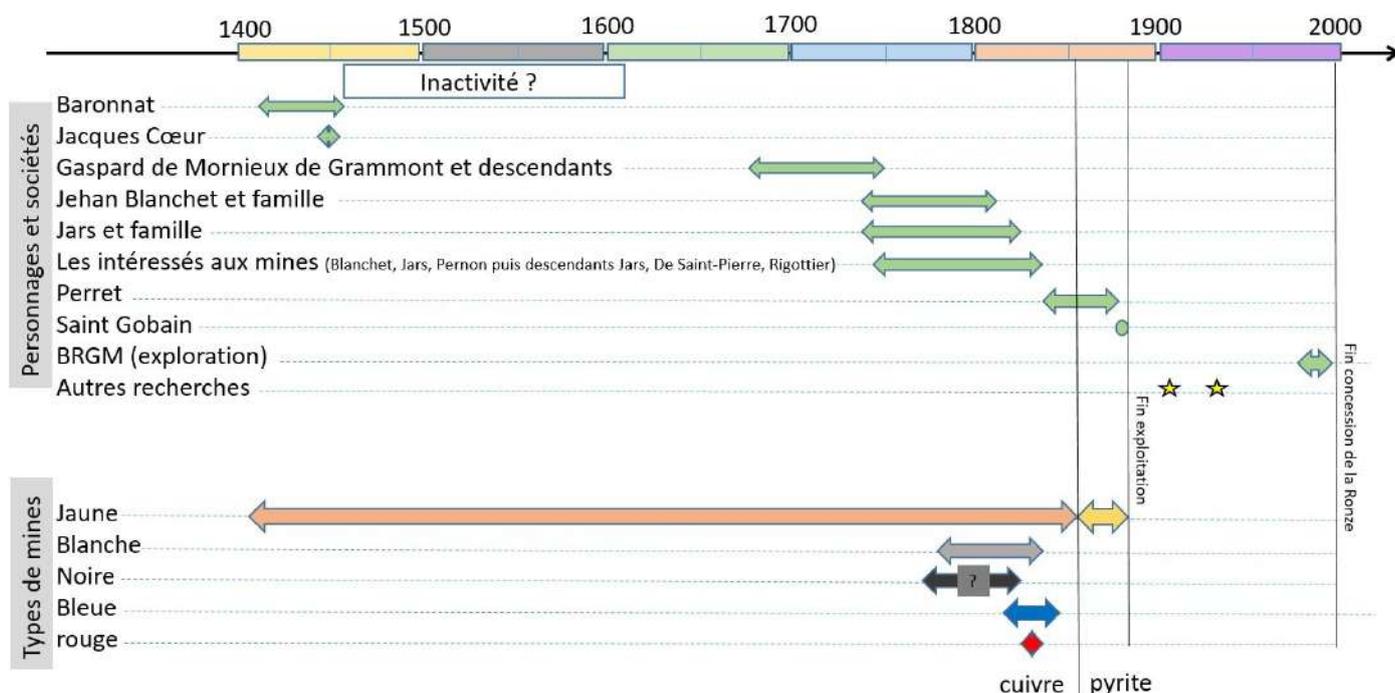


Photographie 4 : 1: débouché de la grande galerie d'écoulement par laquelle sortent les eaux avant d'être neutralisées / 2: bassin de rétention des flux / 3: silo à chaux / 4: cuve de réception du trop-plein d'eau acide. © F. Gaudry

4 m de section dans la descenderie est remplie par les 3500 tonnes de minerai extraites lors des travaux afin d'éviter leur oxydation et les infiltrations acides. En mars 1999, la remise en état du site de la Goutte Granger, point de départ de la descenderie, est effective. Néanmoins, l'ensemble du site minier comprenant les anciens travaux doit faire l'objet, depuis leurs débuts, d'un contrôle des eaux qui percolent dans l'ensemble des galeries. A pH 1 et abritant uniquement des voiles bactériens extrémophiles, elles doivent être neutralisées au lait de chaux avant d'être déversées dans l'Azergues, ceci relevant du chapitre de l'après mine. Le processus est actuelle-

4) La minéralogie : toujours d'actualité

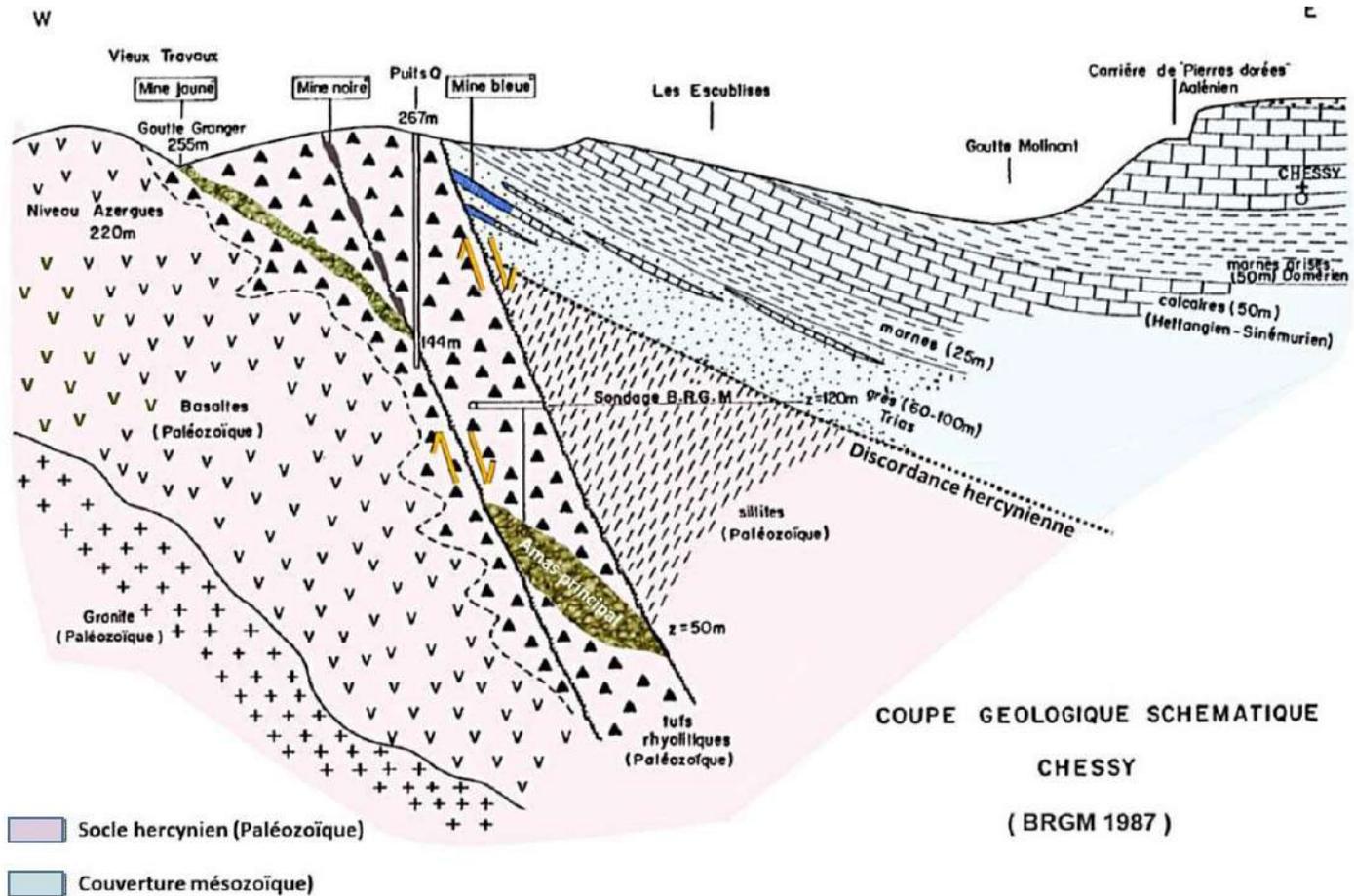
L'aventure de Chessy-les-Mines n'est pas pour autant terminée. Bien que d'autres occurrences ont fourni depuis des échantillons extraordinaires d'azurites, tels Bisbee en Arizona, Touissit et Kerrouchen au Maroc, Tsumeb en Namibie, Sepon au Laos, Liufengshan en Chine et surtout Milpillas au Mexique, ceux de Chessy gardent une aura particulière. A présent, les passionnés de minéralogie font revivre régulièrement cette épopée, ce rêve minéralogique, au travers d'expositions et de fouilles, grâce à l'Association Minéralogique de l'Arbresle-Chessy



Document 17 : frise chronologique générale simplifiée sur l'activité des mines de Chessy.

Adamite	Chalcanthite	Hydrozincite	Pyrolusite
Adamite cuprifère	Chalcocite	Ilménite	Pyrrhotite
Agardite (Nd)	Chalcopyrite	Kaolinite	Quartz
Agardite (Y)	Chrysocolle	Langite	Quartz calcédoine
Allophane	Clinochlore	Lautenthalite	Rosasite
Aluminocopiapite	Cobaltite	Lépidocrocite	Rutile
Andalousite	Conichalcite	Libéthénite	Scheelite
Andradite (mélanite)	Connellite	Limonite	Serpiérite
Anglésite	Cosalite	Linarite	Sidérite
Anhydrite	Covellite	Mackinawite	Smithsonite
Apatite	Cuivre	Magnétite	Smithsonite cuprifère
Aragonite	Corindon	Malachite	Sphalérite
Argent	Cubanite	Manganite	Soufre
Arsénolite	Cuprite	Marcassite	Stannite
Arsénoyrite	Cuprite variété chalcotrichite	Mélanitérite	Stéphanite
Aurichalcite	Déwilline	Ménéghinite	Tennantite
Autunite	Digénite	Mercure	Ténorite
Azurite	Epidote	Mimérite	Tétraédrite
Barytine	Epsomite	Molybdénite	Titanite
Biotite	Euchroïte	Montmorillonite	Tourmaline schorl
Bismuth	Feldspath	Muscovite	Turquoise
Bismuthinite	Fougérite	Olivénite	Tyrolite
Boothite	Gahnite	Opale	Vésuvianite
Bornite	Galène	Or	Wulfénite
Boulangérite	Goethite	Or variété électrum	Zálesite
Bournonite	Goslarite	Orthoserpiérite	Zircon
Breithauptite	Goudeyite	Pearceite	
Brochantite	Gypse	Planchéite	
Cacoxénite	Halite	Polybasite	
Calcite	Halloysite	Pseudomalachite	
Cassitérite	Hématite	Psilomélane	
Cérusite	Hémimorphite	Pyrite	

Document 18 : liste des 122 minéraux de Chessy contenus dans l'amas, les grès et argiles, l'auréole liée au granite ainsi que dans les scories et autres néoformations des terrils. Ces minéraux rassemblent 33 éléments différents dont 2 sont des terres rares, comme dans l'agardite Y et l'agardite Nd. Chessy est la localité type pour l'azurite et l'orthoserpiérite.



Document 19 : Coupe géologique d'après BRGM / Chetty (Rhône) Cuivre – Zinc Rapport de synthèse

(AMAC) propriétaire du grand terril. De plus, le gisement de sulfures est toujours présent et il constitue une réserve stratégique. En 2016, l'exposition de Chamonix est dans la continuité de celle organisée par l'AMAC en 2012 lors du salon de l'Arbresle où, pour la première fois, les échantillons des réserves du musée des Confluences avaient été sortis de leur profond sommeil. Des échantillons sont désormais exposés en permanence au musée des Confluences, ainsi qu'à celui de la mine à Saint-Pierre-La-Palud. Espérons qu'il en sera de même au futur musée des Pierres Folles. Des expositions de prestige font régulièrement appel aux échantillons conservés au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, au British Museum ou bien d'autres, relayés par des revues spécialisées comme Le Règne Minéral.

Le gisement de Chetty est aussi un faire-valoir à la notoriété du Géoparc Beaujolais tout en contribuant au rayonnement de sa commune auprès des passionnés de géologie et de minéralogie expliquant également bien des atouts industriels de la région lyonnaise. Le sentier des mines serpentant au milieu du patrimoine de l'ancien secteur minier est un parcours didactique accessible à tous, clairement balisé et illustrés de panneaux explicatifs sur ce site.

Ainsi l'histoire géologique du site des mines de Chetty, celle de ses personnages et sa minéralogie sont en tous points remarquables de même que son éventuel futur. Le gisement principal est toujours en place. Il correspond à une réserve stratégique d'importance mondiale. Dans un contexte de raréfaction des métaux son intérêt sera croissant.

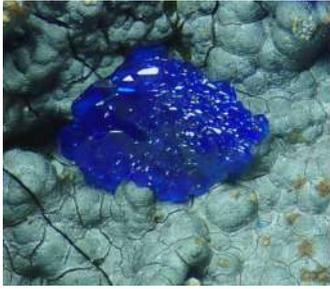
L'auteur remercie Messieurs Pierre Thomas et Gérald Bonnamour pour leurs relecture attentive et remarques constructives.

Échantillons en page suivante : photographies et collection de l'auteur sauf autre précision.

Notons que les minéraux de la mine bleue ici présentés ne correspondent pas à la majeure partie du minerai composé de grès imprégné d'azurite non cristallisée.

Dans l'ordre, de haut en bas :

- > Chessylite (cristaux de 3 cm d'arête), à gauche, et azurite gemme (5 mm), à droite.
- > Cuprite sur azurite (2 cm), à gauche, et cuprite sur gangue pseudomorphosée en halloysite (7 mm), à droite.
- > Cuprites sur gangue (groupe de cristaux, 5,5 cm), à gauche, et cuprite squelettique (2 cm d'arête), à droite.
- > Smithsonite (7 mm, coll. J. F. Hernandez), à gauche, et smithsonite sur grès, à droite.
- > Malachite et barytine sur manganèse, à gauche, et agardite (12 mm), à droite.
- > Agardite sur smithsonite (10 mm), à gauche, et calcite et sulfates de cuivre (4 mm), à droite.
- > Rare chalcopryrite (4 cm., coll. F. Lagoutière), à gauche, et orthoserpiérite sur smithsonite, à droite.



Bibliographie

BONNAMOUR G., 2016. Les mines de cuivre et de plomb du Lyonnais et du Beaujolais au XVIIIe siècle d'après les sources écrites : Des hommes, des ressources et des techniques, *L'Araire*, 186, 5-28

BOURGOIN A., 1975. Contribution à l'histoire des mines de Chessy. *Bulletin de l'Académie de Villefranche*, pp. 45-54.

CHERMETTE A., 1981. La famille Jars et sa contribution à l'exploitation des mines lyonnaises aux XVIIIe et XIXe siècles. *Bull. mens. Soc. Linn. Lyon*, 50e année, n°5, suppl. p. I-XI, 1 fig.

CHERMETTE A., 1993. Minéraux, mines et minéralogistes lyonnais au XIXème siècle. Edit. Lyonnaises d'Art et d'Histoire, 94 p.

Collectif, BRGM. 2007. Arrêt définitif des travaux miniers et réhabilitation de l'ancien site minier de Chessy (Rhône), revue *Géologue*, pp. 76-83.

CORDIER L., 1819. Mémoire sur les cristaux de cuivre carbonaté, rédigé d'après les dernières observations de M. l'abbé Haüy. *Annales des Mines*, 1ère série, tome IV, pp. 3-20.

DE ASCENÇÃO GUEDES R. et al., 2003. Mines et minéraux de Chessy (Rhône), *Le Règne Minéral*, hors-série IX. 90 p.

DE LAUNAY L., 1913. *Traité de métallogénie, gîtes minéraux et métallifères*, tome I, pp. 353-364, tome II, 798-799.

GAUDRY F., 2017. Mines de cuivre et minéraux de Chessy-les-Mines, *Bulletin du Club Minéralogique de Chamonix, du Mont-Blanc et des Alpes du Nord*, n°67, pp. 81-104.

GAUDRY F. et THOMAS P., 2019. Les mines de cuivre de Chessy-les-Mines, (Rhône) : des azurites parmi les plus belles du monde formées par interaction de grès carbonatés triasiques avec un amas sulfuré quasi-ophiolitique dévonien – Comparaison avec l'amas sulfuré voisin de Sain-Bel, site internet planet-terre.ens-lyon.fr, ENS-Lyon.

GUÉNIVEAU M., 1806. Sur le traitement métallurgique du cuivre pyriteux, en usage aux mines de Chessy et Saint-Bel (département du Rhône). *Annales des Mines*, second semestre, vingtième volume, pp. 245-264.

GUICHON R., 2012. Le peuplement ancien de la moyenne vallée d'Azergues (protohistoire récente – haut moyen-âge), 64 p.

GUICHON R., CLÉMENT B., COLOMBIER-GOUGOUZIAN A., DUBREU N., ÉVRARD M., 2015. L'établissement protohistorique et gallo-romain de Chessy-les-Mines (Rhône). *Revue Archéologique de l'Est* [En ligne], tome 64 | 2015, mis en ligne le 18 novembre 2016, consulté le 08 novembre 2017. URL : <http://rae.revues.org/8586>

LARDEAU M., 1989. Minéralogie et pétrogénèse du minerai sulfuré du gisement volcano-sédimentaire à Zn-Cu-Ba-(Pb-Ag) de Chessy-les-Mines (Rhône). Orléans, BRGM, Document n°166.

MARGERIN H., 1830. Mémoire sur le traitement métallurgique du cuivre carbonaté et du cuivre oxidulé de Chessy. *Annales des Mines*, 2ème série, tome VII, pp. 293-344.

POUPON M., 1990. Les altérations hydrothermales associées aux amas sulfurés de Chessy et de Sain-Bel (Paléozoïque, série de la Brévenne, Massif Central français). Orléans, BRGM, Document n°177.

RABY J. A., 1833. Notice sur le gisement des divers minéraux de cuivre de Sain-Bel et de Chessy. *Annales des Mines*, 3ème série, tome IV, pp. 393-408.

Les orgues rhyolitiques de Saint-Victor-sur-Rhins et le magmatisme viséen de l'Ouest du Beaujolais

Pierre THOMAS, professeur émérite,
Laboratoire de Géologie de Lyon - Terre, Planètes, Environnement - Lyon, France
Université de Lyon, ENS de Lyon, UCBL, UJM, CNRS

Résumé

L'Ouest du Beaujolais, entre Régny et Cours-la-Ville correspond à un véritable « musée » du magmatisme tardi-collisionnel varisque (dit aussi hercynien). La série dite des « tufs anthracifères viséens » montre des coulées pyroclastiques parfois prismées, des filons de microgranites et des sédiments, parfois fossilifères, sédiments constituant le substratum de ces épisodes volcaniques. Ce magmatisme est actuellement interprété comme la conséquence de phénomènes de séparation entre la croûte continentale et le manteau sous-jacent (ou délamination) de la lithosphère en subduction.

Abstract

The west of Beaujolais, between Régny and Cours-la-Ville corresponds to a veritable «museum» of Variscan late-collisional magmatism. The series known as "Visean anthraciferous tuffs" shows pyroclastic flows sometimes prismsed, veins of microgranites and sediments, sometimes fossiliferous, constituting the substratum of these volcanic episodes. This magmatism is currently interpreted as the consequence of separation phenomena between the continental crust and the underlying mantle (or delamination) of the subducted lithosphere.



Figure 1 : Les orgues rhyolitiques de Saint-Victor-sur-Rhins, sur le bord de la D9 entre Saint-Victor-sur-Rhins et Régny (Loire).
© Pierre Thomas

Les prismes volcaniques (souvent appelés « orgues ») sont très fréquents en région Auvergne-Rhône-Alpes (Ardèche, Haute-Loire, Cantal ...). Mais ils sont le résultat d'un volcanisme récent, du Miocène à l'Holocène. Mais peu de gens savent qu'il existe des prismes volcaniques beaucoup plus vieux dans le Massif Central, dans le Beaujolais en particulier : des prismes volcaniques d'âge carbonifère inférieur, du Viséen supérieur (≈ -330 Ma) pour être plus précis. Les plus spectaculaires sont situés sur le bord de la D9, entre St-Victor-sur-Rhins et Régny (Loire). Ces

orgues sont faites de rhyolite, une roche volcanique riche en silice (dite acide), assez claire, assez souvent grises, mais parfois rose, voire rouge, constituée de cristaux (principalement de feldspath et de quartz) englobés dans une pâte vitreuse et microcristalline. Ces rhyolites appartiennent à une formation volcanique qui affleure du Morvan au Beaujolais et aux Combrailles (Nord-Ouest de Clermont-Ferrand), la série dites des « Tufs Anthracifères », qui datent d'environ -330 Ma (1). Cette série est constituée d'un empilement de coulées pyroclastiques rhyolitiques,



Figure 2 : Les orgues rhyolitiques de Saint-Victor-sur-Rhins, sur le bord de la D9 entre Saint-Victor-sur-Rhins et Régny (Loire).
© Pierre Thomas

interstratifiées avec des arénites (grès) et siltites (argiles) charbonneuses (d'où le nom de tufs « anthracifères » donné à cette série). Cette série qui n'est quasiment pas déformée reposent sur des roches sédimentaires (plus ou moins déformées) ou métamorphiques plus vieilles. A ce titre, elle constitue un marqueur chronologique important pour comprendre l'histoire de la chaîne varisque, dite aussi chaîne hercynienne.

Les coulées pyroclastiques ne proviennent pas de l'écoulement classique d'un liquide comme les coulées de lave habituelles, mais d'explosions volcaniques répandant et étalant à la surface une émulsion de gaz, de liquide magmatique et de gros cristaux déjà formé. Chaque éruption de ce mélange peut recouvrir des dizaines de km². Depuis 1902 et l'éruption de la Montagne Pelée, les coulées pyroclastiques sont également connues sous le nom de « nuée ardente ». Quand cette émulsion se dépose, elle est souvent encore très chaude (plus de 800°C), se ressoude et forme ce qu'on pourrait appeler une « rhyolite reconstituée » qui porte alors le nom d'ignimbrite. Il est alors difficile de distinguer une ignimbrite d'une rhyolite classique.

Quand une coulée (que ce soit une coulée classique ou une coulée d'ignimbrite) s'est immobilisée et solidifiée, elle se refroidit, et se faisant, elle se contracte comme tout solide qui se refroidit. Il peut alors se former des fractures qui partent des zones froides (le sommet et la base de la coulée) et progressent vers le cœur de la coulée qui se refroidit plus lentement. Ces fractures débitent la coulée en

prismes, à l'origine des fameux orgues volcaniques. Les prismes du Beaujolais sont de taille « modeste », bien loin des 150 m de longueur ou des 2 à 3 m d'épaisseur qu'ont certains « tuyaux d'orgues » montrés dans les figures 7 et 8.

Dans cette région de l'Ouest Beaujolais, entre Régny et Cours-la-Ville, affleure un autre type de roche magmatique : des microgranites. Macroscopiquement, ces microgranites ressemblent beaucoup aux rhyolites : gros cristaux de quartz et de



Figure 3 : Gros plan sur un prisme de rhyolite « ignimbritique » de Saint-Victor-sur-Rhins très riche en cristaux. On reconnaît les différents minéraux (quartz, feldspath, quelques micas noirs) inclus dans une « pâte » vitreuse amorphe contenant aussi des microcristaux. On peut noter la présence d'une enclave sombre de composition basaltique, preuve qu'un (faible) magmatisme basique (pauvre en silice) est associé au magmatisme acide (riche en silice) dominant. © Pierre Thomas

feldspaths pris dans un ciment. Mais ce ciment, au microscope, s'avère entièrement fait de microcristaux alors que le ciment des rhyolites contient aussi



Figure 4 : Exemple de la mise en place actuelle (éruption du Lascar, Chili, en 1993) d'une coulée pyroclastique (parfois encore appelée « nuée ardente ») qui dévale sur le flanc du volcan. Des centaines d'éruptions de ce type mais beaucoup plus importantes ont recouvert tout le Beaujolais de coulées pyroclastiques il y a environ 330 Ma. © Jacques Guarinos (2)

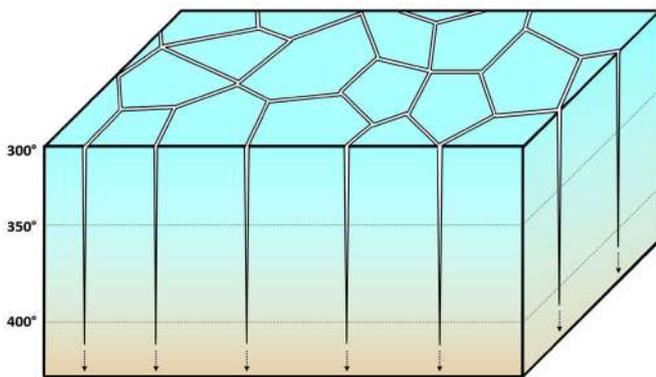


Figure 5 : Schéma montrant la formation des prismes dans une roche volcanique en cours de refroidissement. La surface de la coulée se refroidit ; elle se contracte et se fissure. Les fissures progressent vers l'intérieur de la coulée encore chaud, en « suivant » la progression du refroidissement qui gagne le cœur de la coulée. © Pierre Thomas



Figure 6 : une analogie de la formation des prismes volcaniques : les fentes de dessiccation se formant lors de l'assèchement d'une mare. En séchant, l'argile qui tapisse le fond d'une mare se rétracte et il se forme un réseau de fractures polygonales, qui progressent de la surface vers la base de la couche d'argile au fur et à mesure de l'assèchement. © Pierre Thomas



Figure 7 : Les « orgues » volcaniques peuvent être de très grande taille, comme ces prismes près de Coyhaique au Chili, qui mesurent environ 150 m de hauteur. © Pierre Thomas

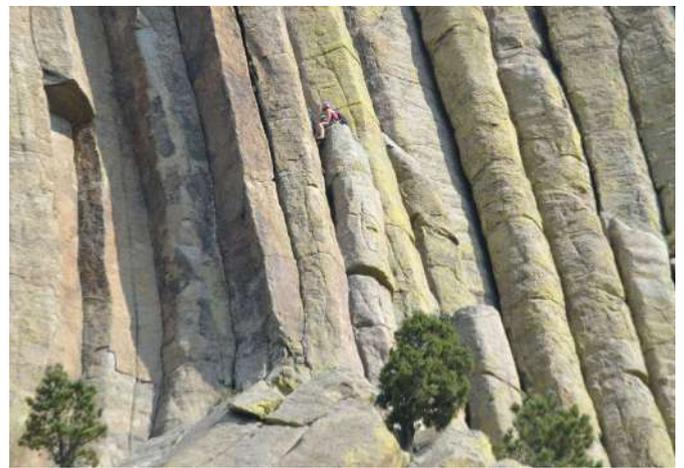


Figure 8 : Prismes volcaniques de 2 à 3 m d'épaisseur (le grimpeur donne l'échelle) au pied de la Devil Tower (Wyoming, USA). © Pierre Thomas

du verre. Ce ciment ne s'est pas solidifié rapidement à la surface comme celui des rhyolites mais à une relative profondeur dans le sous-sol, et l'absence de verre est due à la cristallisation plus lente qu'en surface. Ces microgranites ont la même nature et le même âge que les rhyolites (1). Ils forment des filons souvent verticaux, parfois horizontaux de quelques mètres à quelques centaines de mètres d'épaisseur. Ces filons se sont formés quand du magma rhyolitique est remonté en empruntant des fissures ; le magma qui n'est pas arrivé jusqu'en surface a cristallisé dans ces fissures et est devenu microgranite, alors que le magma qui est arrivé en surface est devenu rhyolite.

Ces filons recourent des roches variées, et, dans l'Ouest Beaujolais, ce sont souvent des siltites schistosées et des arénites charbonneuses. Des restes de fossiles végétaux (du genre fougère arborescente) se trouvent dans ces siltites et arénites. Comme certaines rhyolites, les microgranites de ces filons sont souvent (mais pas toujours) roses ou rouges. Cette couleur vient du fait que ces magmas ont cristallisé

à la surface ou à faible profondeur, dans un milieu hydraté, donc riche en oxygène. Une certaine proportion du fer contenu dans le magma a été oxydé par cette eau (en particulier les traces de fer contenues dans les feldspaths potassiques), et a pris cette couleur « rouille ». Parfois, ce magma ne s'est pas oxydé, en particulier quand ce magma est resté longtemps au voisinage de roches charbonneuses. Le carbone de ces roches charbonneuses a alors pu empêcher cette oxydation, et la roche est maintenant grisâtre.

Ces microgranites sont d'excellentes pierres de construction et ont été abondamment utilisés dans divers bâtiments de l'Ouest Beaujolais (cf. églises de

Thizy, géosite du Géoparc, et de Bourg-de-Thizy).

Dans quels paysages ont eu lieu les éruptions volcaniques ignimbritiques, alimentées par des filons par où remontait le magma ? Au Viséen (entre -345 et -325 Ma), le Beaujolais était situé au cœur d'une gigantesque chaîne de montagne (de la taille de la chaîne himalayenne), la chaîne varisque, également appelée chaîne hercynienne. Cette chaîne était située au niveau de l'équateur, sous un climat chaud et humide. Si les mouvements tectoniques continuaient encore au Sud et au Nord de la France, le raccourcissement était presque ou totalement terminé entre Loire, Rhône et Saône (1). Entre des mon-



Figure 9 : Filon de microgranite de 80 m de large recoupé par la D 308, au Nord de Pont-Trambouze, entre Thizy-les-Bourgs et Cours-la-Ville. Ce microgranite, majoritairement rose, recoupe un encaissant sédimentaire fait de schistes et arénites sombres du Viséen inférieur (série de la Gresle), visibles à droite et à gauche. Ce filon de microgranite alimentait sans doute un volcan et des éruptions ignimbritiques ayant lieu quelques centaines de mètres plus haut. © Pierre Thomas



Figure 10 : Gros plan sur le bord sud du filon de microgranite de Pont-Trambouze. A droite, les « schistes » noirs du Viséen inférieur ; à gauche le microgranite majoritairement rose. La limite entre les deux roches a servi de « drain » pour la circulation d'eau hydrothermale ; le microgranite est argilisé et prend une teinte plus claire, voire verdâtre. © Pierre Thomas



Figure 11 : Gros plan sur le bord nord du filon de microgranite de Pont-Trambouze. A gauche les « schistes » noirs du Viséen inférieur ; à droite le microgranite majoritairement rose. La limite entre les deux roches a servi de « drain » pour la circulation d'eau hydrothermale ; le microgranite est argilisé et prend une teinte plus claire. © Pierre Thomas



Figure 12 : Gros plan sur la limite entre l'encaissant fait de siltites schistosées noires (en bas à gauche) et un filon de microgranite gris (en haut à droite). Les feldspaths blancs du microgranite sont bien visibles. Cette photo a été prise dans la carrière de Cours-la-Ville, à 1200 m au nord du filon des photos précédentes. Les argiles de l'encaissant sont noires, car très riche en matière carbonneuse. On peut trouver des traces d'anciens végétaux dans ces argiles carbonneuses. La richesse en carbone de l'encaissant aurait empêché l'oxydation du fer du microgranite, d'où sa couleur grise. © Pierre Thomas



Figure 13 : Gros plan sur un microgranite « classique », de couleur rose, échantillonné à Pont-Trambouze. On y voit deux catégories de feldspaths (blancs et roses), du quartz, quelques minéraux sombre et verdâtres (micas transformés en chlorite et possibles amphiboles), le tout pris dans une pâte rose. A l'œil nu, cette roche est difficile à distinguer d'une rhyolite. Mais, au microscope, on verrait que cette pâte est entièrement faite de microcristaux. Ce type de microgranite est localement très utilisé dans la construction. © Pierre Thomas



Figure 14 : L'église de Bourg-de-Thizy, en partie faite de microgranite rose. Si les villages du Sud et de l'Est du Beaujolais sont souvent construits en « pierre dorée » (calcaire à entroque datant du Jurassique), ceux de l'Ouest sont plutôt bâtis en pierres roses. © Pierre Thomas

tagnes en cours d'érosion s'étendait des vallées et des plaines basses (correspondant probablement à des bassins d'effondrement volcano-tectoniques) couvertes de forêts et parcourues de rivières déposant sables et argiles à chaque crues. Des éruptions volcaniques commençait à avoir lieu. Sables, argiles et débris végétaux sont devenus respectivement les arénites, siltites et schistes noirs et niveaux carbonneux. Des mouvements tectoniques (limités) déformaient encore le remplissage de ces bassins, qui étaient la proie d'une certaine érosion suite à ces derniers mouvements tectoniques. Puis il y eut ces intenses éruptions pyroclastiques qui ont recouvert toute la région d'ignimbrite sur quelques centaines de mètres d'épaisseur (3). Le spectacle de coulées pyroclastiques s'écoulant sur ces plaines basses devait être grandiose.

Au Viséen moyen et inférieur, quelques millions d'années avant les épisodes magmatiques et les dépôts fluviatiles de la formation des « Tufs Anthracifères », la région était occupée par une mer peu profonde aux eaux chaudes dans laquelle vivaient des organismes variés, dont des crinoïdes, organismes de la famille des étoiles de mer mais au mode de vie fixée voisin de celui des coraux. Les « squelettes » de tous ces organismes, mélangés à

des débris coquilliers et à des oolithes, ont formé des niveaux calcaires, interstratifiés dans des sables et des argiles. On trouve de tels calcaires riches en fossiles en particulier au Nord-Ouest de Thizy-les-Bourgs dans la carrière dite du Four à Chaux, le calcaire étant la matière première de la chaux. Les plus beaux fossiles se trouvent dans la commune de

Régny, commune limitrophe de St-Victor-sur-Rhins, mais en dehors des limites du Géoparc.

On peut replacer toutes ces observations locales dans un contexte plus vaste, de l'échelle de l'Ouest Beaujolais (3) à celle de tout le Nord du Massif Central (1). Dans l'Ouest Beaujolais, les multiples éruptions rhyolitiques peuvent être regroupées en deux



Figure 15 : Image d'une forêt actuelle de fougères arborescentes (en Australie). Les forêts du Beaujolais d'il y a -340 à -330 Ma devaient ressembler à cela, bien qu'évidemment les espèces de fougères de cette époque n'étaient pas les mêmes que maintenant. Que des crues et des inondations ensevelissent cette forêt sous des couches de sables et d'argiles, et on obtient les roches noires visibles sur les photos 10, 11 et 12. © JJ Harrison (4)



Figure 16 : Couches de calcaire subhorizontales situées sur la commune de Régny, déposées pendant les épisodes marins du Viséen moyen et contenant des fossiles de crinoïde. © Pierre Thomas



Figure 17 : Articles de tiges de crinoïde dans les calcaires de Régny. En haut, vue de fragments de tige « en long » ; en bas, vue en coupe. La segmentation de la tige et son canal central sont bien visibles. © Pierre Thomas

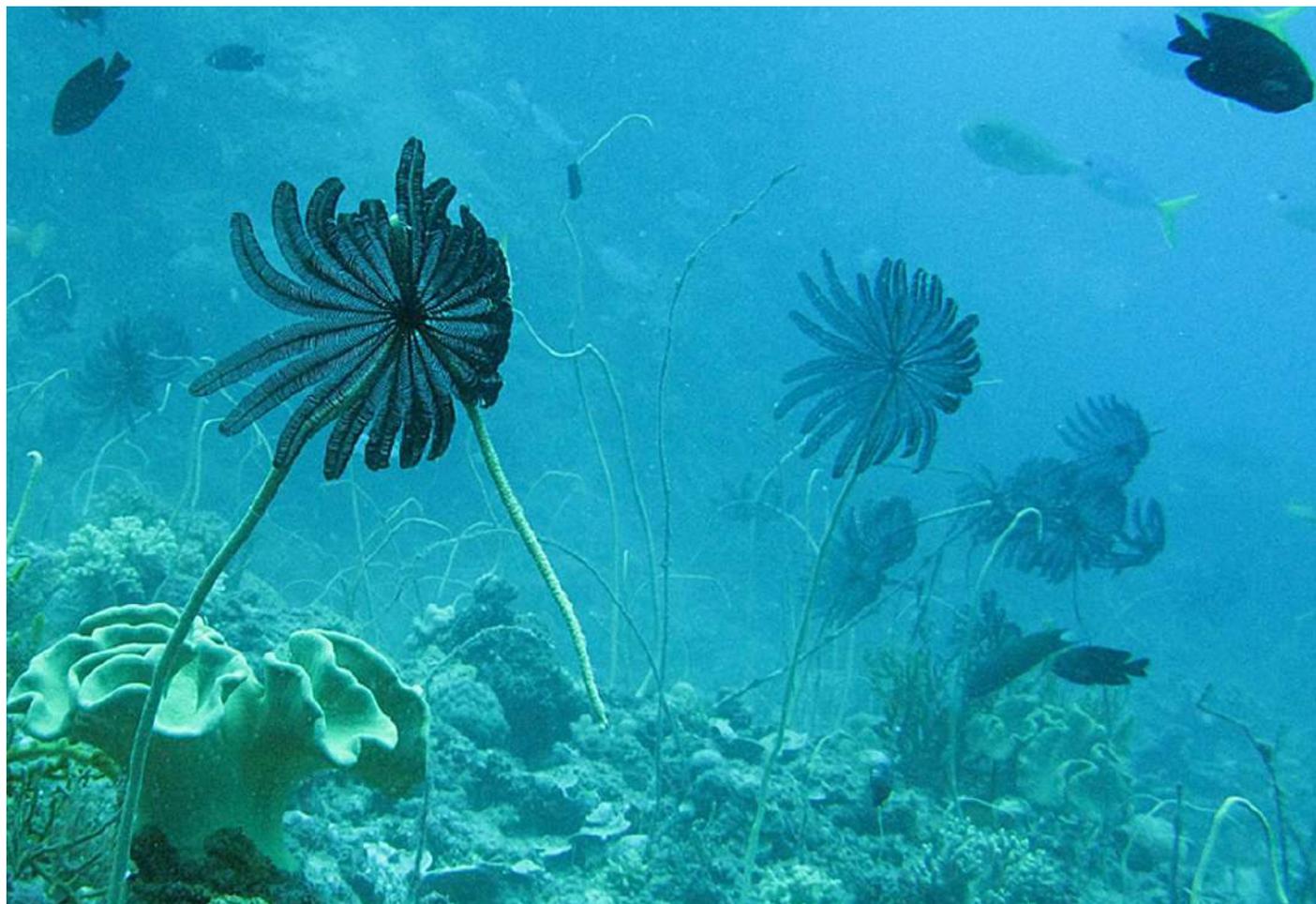


Figure 18 : Image d'un récif actuel (en Australie). Les crinoïdes sont ces organismes constitués d'une grande tige surmontée d'un panache de bras ciliés. Les articles de crinoïde de la photo précédente correspondent à des fragments de tige. Les mers du Beaujolais d'il y a 340 Ma devaient ressembler à ces fonds australiens, bien qu'évidemment les espèces de crinoïdes de cette époque n'étaient pas les mêmes que maintenant.
© Anne Hoggett (5)

catégories. Les plus récentes ont formé ce qu'on appelle maintenant le « tuf Picard », exclusivement ignimbritiques, dans lequel se développent des structures de refroidissement comme les prismes. Ce tuf Picard repose sur les « tufs communs » : mélange de coulées pyroclastiques et de laves « classiques ». Ces deux tufs se sont mis en place sur des niveaux conglomératiques qui remanient les niveaux sous-jacents. Tufts et conglomérats datent du Viséen supérieur. On ne connaît pas le sommet de la série, maintenant érodé. Des études géochimiques et pétrologiques montrent que l'essentiel de la masse des tufts rhyolitiques (et des microgranites les ayant alimentés) provient de la fusion partielle de la croûte continentale, et plus précisément de la fusion du socle métamorphique sous-jacent (3). Mais on a aussi des preuves de la coexistence voire d'un mélange entre ce magma acide d'origine crustale et un magma basique, d'origine mantellique.

Ces tufts rhyolitiques et leur conglomérat de base n'ont quasiment pas subi de métamorphisme important et de déformations majeures postérieurement à leur mise en place. Tufts et conglomérat de base reposent sur une série sédimentaire variée, déposée dans des plaines basses (bassins volcano-tectoniques ?) souvent envahies par la mer (3). Au som-

met on trouve la série dite de Montagny (Viséen moyen), majoritairement silto-arénitique, mais avec des niveaux calcaires. A la base, on trouve la série de la Gresle (Viséen inférieur et Dévonien terminal), silto-conglomératique. Des éruptions volcaniques acides et basiques ont eu lieu sous l'eau pendant que se déposaient ces séries et forment maintenant des roches nommées respectivement kératophyres et spilites. La série de la Gresle a subi un léger métamorphisme et des déformations non négligeables. L'ensemble repose sur un socle métamorphique, métamorphisé avant le Dévonien terminal. Tufts, séries sédimentaires et socle sont traversés par des filons de microgranite.

Ce qu'on observe dans l'Ouest Beaujolais entre les communes de Régnay et de Cours-la-Ville peut s'observer du Morvan (Saône-et-Loire) aux Combrailles (Creuse) avec le même genre d'association magmatique : les tufts anthracifères rhyolitiques et les microgranites. Mais souvent s'y rajoute un troisième partenaire : les « granites rouges ». Ces granites ont la même chimie, la même minéralogie, le même âge (≈ -330 Ma) et la même origine (fusion partielle de la croûte continentale avec une participation mantellique limitée) que les tufts rhyolitiques et les microgranites associés. Ils n'en sont que l'expression profonde entièrement cristallisée

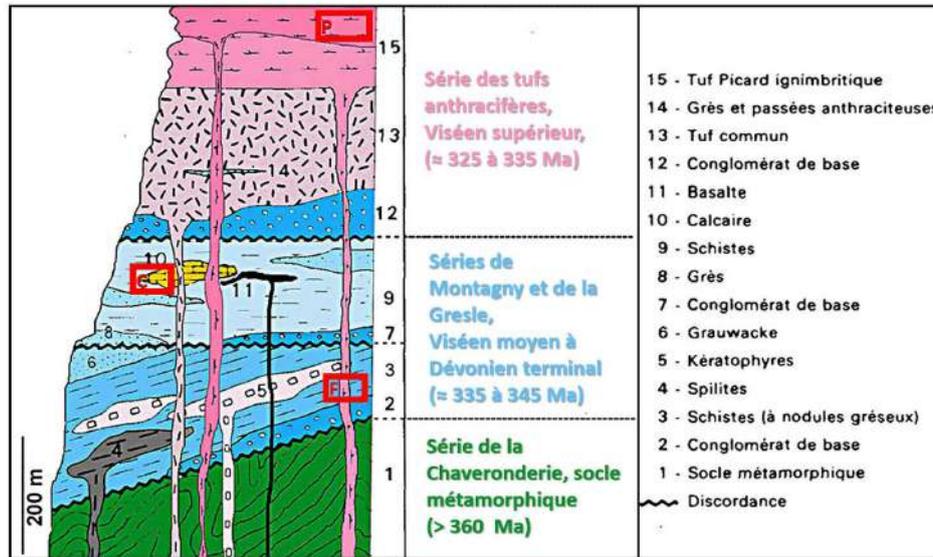


Figure 19 : Colonne lithostratigraphique théorique synthétique de l'Ouest Beaujolais résumant l'histoire carbonifère inférieur de ce secteur du Massif Central. Les petits rectangles nommés P, F et C localisent théoriquement l'affleurement des Prismes de St-Victor-sur-Rhins, du Filon de Pont-Trambouze et des calcaires de Régný © D'après la notice de la carte géologique 1/50 000 de Roanne, BRGM, (3), modifié.

(6). Quand on regroupe les trois expressions de ce même magmatisme, on s'aperçoit qu'il couvre une très importante surface, et elle devait être bien plus importante avant érosion. Il s'agit d'un épisode majeur de l'histoire carbonifère du Massif Central.

Que s'est-il passé au Viséen pour entraîner une telle fusion de la croûte continentale, associée à une faible fusion du manteau ? Dans le NE du Massif Central, cette série des tufs anthracifères est postérieure

aux événements compressifs et à l'épaississement crustal majeurs. Mais ces éruptions rhyolitiques, si elles ont eu lieu en contexte extensif débutant, sont antérieures à l'extension principale qui date d'environ -300 Ma (Kasimovien et Gzhélien, anciennement appelé Stéphanien). Qu'est ce qui a entraîné une telle fusion partielle de la croûte entre ces deux événements tectoniques majeurs ? Le problème est loin d'être définitivement résolu, mais les solutions

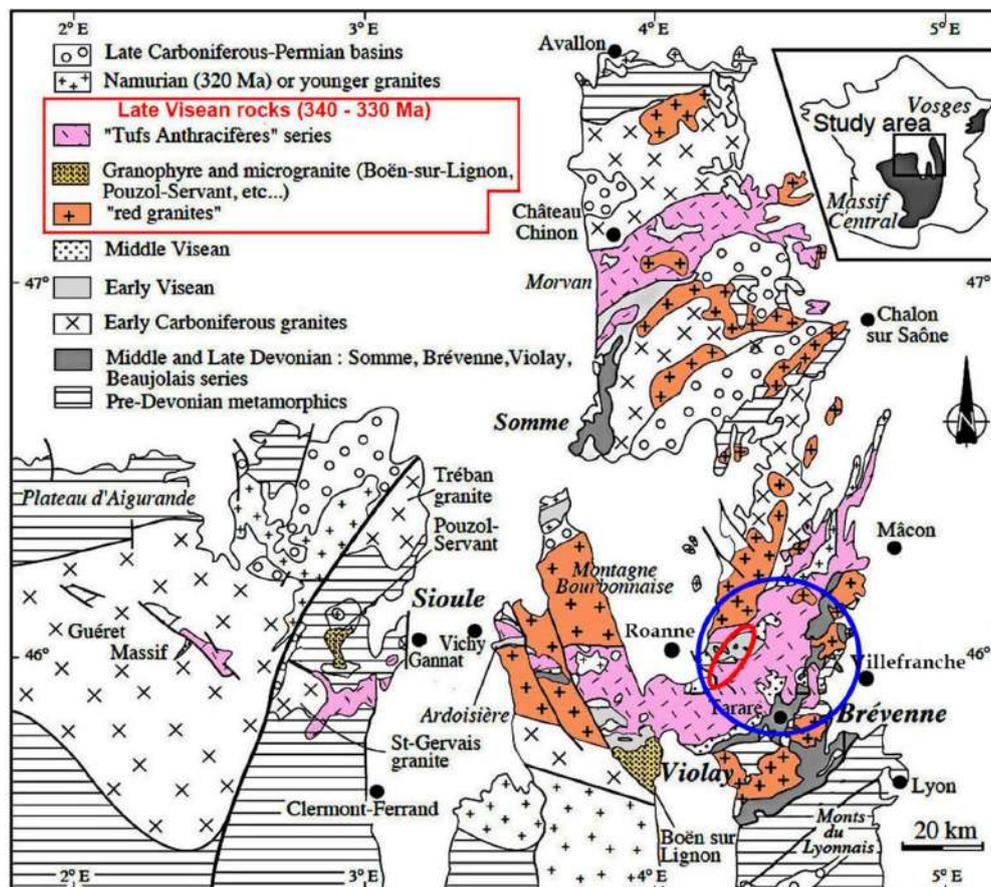


Figure 20 : Carte géologique simplifiée du NE du Massif Central mettant en évidence l'importance de l'épisode magmatique du Viséen supérieur. Les rhyolites ont été figurées en rose, les microgranites (ceux qui forment des affleurements suffisamment vastes pour être cartés) en jaune et les granites en orange. Le cercle bleu localise le Beaujolais, et l'ellipse rouge la région Régný-Cours-la-Ville objet de cet article. © Michel Faure, (1 et 7), modifié.

proposées font souvent appel à des retraits, des ruptures ou des délaminations de lithosphères plongeantes (1). Quand, à la suite d'une collision, la subduction continentale est bloquée, il peut y avoir un retrait de la subduction vers l'avant pays, ou la rupture de la lithosphère plongeante. Alors du manteau asthénosphérique, dont la température est voisine de 1300°C, remonte « pour combler le vide ». Cette asthénosphère arrivant au contact de la base de la croûte, la réchauffe et la fait fondre partiellement. Cela engendre un magma rhyolitique riche en silice et souvent en potassium et magnésium qui va devenir granite, microgranite ou rhyolite suivant le niveau atteint lors de sa remontée. L'asthénosphère, en remontant, se décomprime et subit aussi une fusion partielle à l'origine du magmatisme basique bien présent dans la région, quoique plus discret.

Le Beaujolais, en particulier son secteur Ouest, est donc un excellent exemple du magmatisme tardi-collisionnel, le plus méconnu des magmatismes, tellement méconnu qu'il est quasiment absent des programmes des lycées et des universités. Ses caractéristiques géochimiques ont souvent conduit les auteurs à l'interpréter comme la conséquence d'une subduction comparable à ce que l'on connaît actuellement aux Antilles, en Indonésie ou dans le Pacifique. Mais il n'en est rien car la subduction océanique est terminée. Il est à l'origine de volcans célèbres, comme ceux de Cappadoce en Turquie, ou comme le Mont Ararat (également en Turquie), le seul volcan actif dont parle la Bible. Visiter géologiquement le Beaujolais, c'est un peu comme visiter la Turquie, mais c'est meilleur pour son bilan carbone. En outre, c'est sur les produits d'altération de ces granites rouges, équivalents plutoniques des tufs rhyolitiques de l'Ouest Beaujolais que poussent les grands crus du Beaujolais, du Brouilly au Saint-Amour. Merci au magmatisme viséen du Beaujolais !

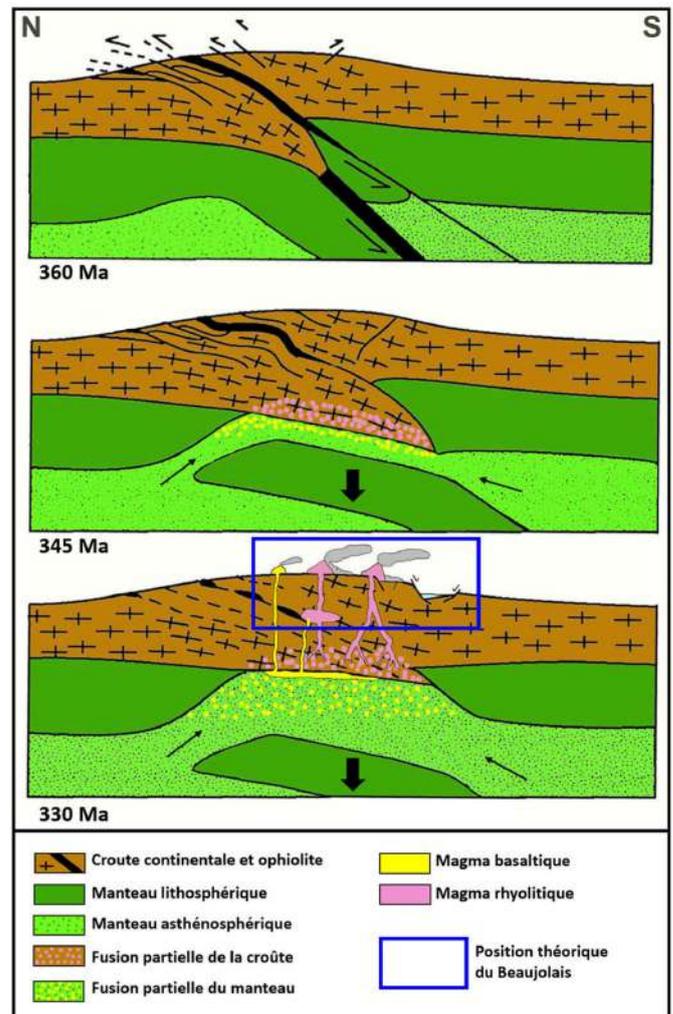


Figure 21 : Un des scénarios théoriques simplifiés et idéalisés possibles expliquant le magmatisme viséen du Beaujolais. Il y a 360 Ma (au Dévonien supérieur), la collision continentale hercynienne est réalisée. Elle est responsable de la mise en place des ophiolites, reliques d'un vaste océan (reliques situées sous le bassin de Paris et non observables en France) ou de petits bassins océaniques « annexes », les reliques de l'un d'entre eux affleurant en Beaujolais. Après la collision, la déformation, accommodée par des plis et des chevauchements, se poursuit dans les deux continents. A partir de -345 Ma, une rupture de la lithosphère plongeante entraîne la remontée de l'asthénosphère, et sa fusion partielle donnant naissance à des magmas basaltiques. Au voisinage du Moho, l'asthénosphère réchauffe la base de la croûte continentale, entraîne sa fusion partielle et la production de magmas riches en silice (acides). Vers -330 Ma, la fusion de la croûte et du manteau est très importante. Une partie des magmas atteint la surface pour produire un volcanisme important. Des coulées pyroclastiques (les tufs anthracifères) envahissent les bassins volcano-tectoniques. Une partie des magmas reste dans la croûte continentale et donne naissance à des filons de microgranites et des plutons granitiques (les granites rouges). Pour des besoins de dessins, la taille relative du Beaujolais (rectangle bleu) a été exagérée par rapport à la largeur de la chaîne varisque. © Pierre Thomas, inspiré de Christian Nicollet (8).

Références et sources des figures

- (1) **MICHEL FAURE**, 2020, Structure et évolution pré-permienne du Massif Central français 3/3 – Magmatisme et scénario géodynamique, Planet Terre,
<https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-magmatisme-geodynamique.xml>
- (2) **JACQUES GUARINOS, AÏCHA GUARINOS, PIERRE THOMAS ET VINCENT LIGNIER**, 2009, L'éruption du Lascar (Chili), 19 avril 1993 : panaches pliniens et nuées ardentes, Planet Terre,
<https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/eruption-Lascar-1993.xml>
- (3) **CL GAGNY, R. BOUILLER, Y. KERRIEN**, Notice explicative de la carte géologique BRGM 1/50 000 de Roanne.
- (4) **JJ HARRISON**, 2009, dans https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Marriott_Falls_Vegetation.jpg dans <https://fr.wikipedia.org/wiki/Cyatheales>
- (5) **ANNE HOGGETT**, 2008, dans
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cenometra_bella,_Pidging_Point.jpeg
- (6) **PIERRE THOMAS**, 2020, Le granite de Saint-Julien-la-Vêtre (Loire), un granite hercynien ordinaire mais riche d'enseignements, Planet Terre,
<https://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/lmg684-2020-09-07.xml>
- (7) **MICHEL FAURE, PATRIK MONIE, CHRISTIAN PIN, HENRI MALUSKI, CHRISTELLE LELOIX**, 2002. Late Viséan thermal event in the northern part of the French Massif Central: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *Int. J. Earth Sciences*, 91, 53-75
- (8) **CHRISTIAN NICOLLET**, 2016, Les roches métamorphiques : témoins de l'évolution thermique de la lithosphère dans le temps et dans l'espace
<http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/licencemetam.html#Contexte>

Glaciations en Beaujolais : principaux enseignements d'une découverte géologique insolite

Bruno ROUSSELLE, géologue,
Référént du Comité Scientifique du Géoparc mondial UNESCO,
Conservateur du musée de l'Espace Pierres Folles (Géologie et Géopatrimoines Beaujolais)

Résumé

Découverts à la fin du XIXe siècle, d'inhabituels dépôts argilo-caillouteux à blocs, reposant à différents niveaux sur certains coteaux du Beaujolais viticole, ont longtemps été attribués à une genèse alluviale ou pédologique. De récents travaux ont finalement apporté les preuves sédimentologiques et géomorphologiques de leur origine glaciaire, proglaciaire et glacio-lacustre. L'instauration d'épisodes glaciaires de faible altitude sur le relief beaujolais est alors reliée à l'influence climatique régionale du glacier alpin de piémont venu recouvrir le proche plateau de la Dombes lors de plusieurs des grandes glaciations du Pléistocène moyen.

Abstract

Discovered in the 19th century, several units of unusual clay-stony block deposits covering part of the eastern Beaujolais slopes have long been associated with an alluvial or pedological genesis. Recent work has finally provided sedimentological and geomorphological evidence for their glacial, proglacial and glacio-lacustrine origin. The Beaujolais glaciations, which occurred on low altitude relief, are believed to have depended on a palaeoclimatic and regional process due to the large covering of the La Dombes plateau by an alpine piedmont glacier during several of the Middle Pleistocene major glaciations.

Le présent article est une version abrégée et actualisée de l'étude : « Glaciations en Beaujolais, du mythe à la réalité », dont une synthèse développée inédite est parue en 2019 (Rousselle 2019).

Sauf indication contraire, les photos et illustrations de l'article sont de l'auteur.



Figure 1 : Constituée de blocs de grès exhumés des terrains argilo-caillouteux environnants, la désormais célèbre « pyramide » de la Tour Bourdon à Régnié-Durette, érigée avec le concours des Établissements Loron et de l'association locale Itinéraires-Paysages-Patrimoine (IPP), est aujourd'hui un symbole de l'histoire glaciaire du Beaujolais (photo Jean-Claude Martin).

1 - Introduction

Découvrant d'insolites formations superficielles argilo-sableuses à galets et blocs (Fig. 1), d'aspect morainique, dans le Beaujolais viticole à la fin des années 1860, les géologues lyonnais Albert Falsan et Ernest Chantre (Fig. 2) avaient conclu à l'existence d'anciens glaciers dans cette région à l'ère quaternaire (Falsan et Chantre 1879). Mais l'absence dans ces dépôts, du moins en première approche, de marques ou de structures indiscutables de l'activité glaciaire avait suscité une vive discussion (Rousselle 2011) et des explications plus consensuelles avaient été avancées. En dépit des nombreux écueils auxquels étaient confrontées ces théories, la thèse glaciaire de Falsan et Chantre fut rapidement écartée.

Un siècle plus tard, mus par un scepticisme persistant, Fleury et Monjuvent (1984) pensèrent apporter un point final au débat : « L'existence de tels glaciers est invraisemblable ». Et dans l'esprit des chercheurs attachés à l'étude des terrains superficiels beaujolais, jusqu'à la fin des années 2010, l'hypothèse glaciaire fût la plupart du temps considérée comme une impossibilité scientifique. En 2013, venu découvrir la démarche Géoparc en Beaujolais, un géographe spécialiste de géomorphologie alpine parla même d'« ineptie ».

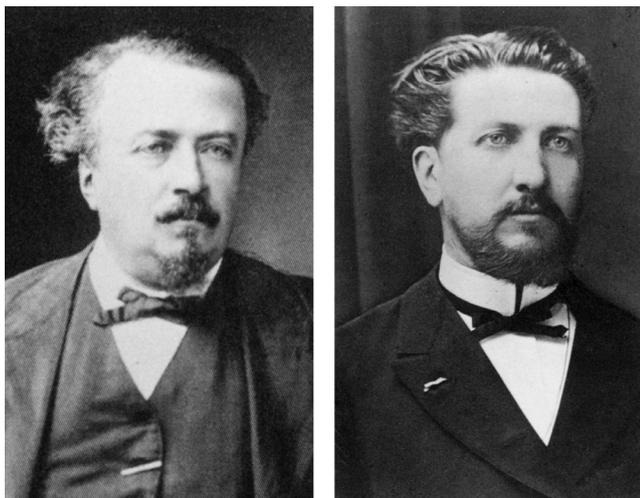


Figure 2 : Les géologues lyonnais Albert Falsan (1833-1902), à gauche, et Ernest Chantre (1843-1924), à droite, dans la deuxième moitié du XIXe siècle (domaine public).

2 - Les raisons d'un débat et de l'échec d'une théorie

2.1 - L'absence des marqueurs habituels de l'activité glaciaire et les constats orographiques réhibitoires

En effet, à l'issue de plusieurs études complémentaires effectuées en pays d'Ardières, de Mauvaise ou d'Azergues, là où Falsan et Chantre pensaient avoir décelé des traces d'anciens glaciers, on ne découvrait ni monticule morainique ni galet ou surface rocheuse striés. L'unique galet prétendu strié, trouvé par Tardy (1879) dans la vallée de la Grosne

au sud de Cluny, n'avait pas soulevé l'enthousiasme. Au-delà de ce fait anecdotique et peu concluant, on objectait plutôt l'absence des marqueurs habituels et indiscutables de la dynamique glaciaire.

Par ailleurs, les géographes (Lory 1876, Gallois 1893-1894, Michel-Levy 1898, Privas-Deschanel 1902, Cholley 1926, 1929...) n'avaient pas manqué de souligner la faible altitude des monts du Beaujolais et le faible dimensionnement des crêtes et des vallées de ces modestes montagnes, arguant ou laissant entendre qu'il était peu probable, voire impossible qu'un processus glaciaire ait pu s'y développer, même à l'heure des grands refroidissements quaternaires.

2.2 - L'élaboration et la mise en œuvre de théories alternatives

Pour ces raisons, dès sa formulation et avant même sa publication, la théorie glaciaire de Falsan et Chantre fut logiquement la cible d'une forte opposition, d'autres manières d'interpréter les observations de terrain étant alors invoquées. Les dépôts argilo-caillouteux des coteaux de l'Ardières changèrent d'interprétation, désormais perçus comme des restes altérés et érodés de vieilles et hautes terrasses d'éboulis, ou autres matériaux d'érosion, repris et étalés par des cours d'eau ou des écoulements torrentiels (Delafond 1887, Delafond et Depéret 1893, Roman 1931, Roman *et al.* 1948-1969, Saint-Martin 2007) sur de larges cônes de déjection (Journaux 1956, Lorenchet de Montjamont 1973, Monjuvent 1973, 1982, Chiron *et al.* 1987). Ces nouvelles conceptions, de prime abord simples et évidentes, finirent par s'imposer et perdurèrent jusqu'au début du XXIe siècle, relayées par la plupart des scientifiques au contact au sujet.

Plus récemment, dans les années 2010, ces modèles furent complétés par des facteurs pédogénétiques, mettant en avant un large colluvionnement de piémont et une importante évolution pédologique des matériaux in situ (Sigales-INAO 2014-2018).

Quelque peu divergents dans leurs explications de détail, les auteurs de ces thèses convenaient toutefois de la prépondérance de l'action alluvio-torrentielle ou alluvio-colluviale, excluant toute intervention glaciaire ou fluvio-glaciaire.

La majorité de ces auteurs s'accordait enfin sur la signification géodynamique et l'âge de ces phénomènes, les rapportant à une évolution plus générale et relativement ancienne (pliocène ou éoquaternaire) du Massif Central et de ses bordures, dépendante des processus morphogénétiques généraux à l'œuvre dans ce massif depuis son rajeunissement tectonique à la fin du Néogène.

3 - Les données nouvelles venant du terrain

En dépit de leur relatif consensus, les théories opposées au modèle glaciaire se heurtaient à de sérieuses difficultés, voire d'insurmontables contra-

dictions sédimentologiques, géomorphologiques, paléoclimatiques et chronostratigraphiques.

Elles peinaient notamment à rendre compte du mode de transport des blocs, nécessitant d'improbables éboulements répétitifs dans les reliefs peu élevés et adoucis des monts du Beaujolais, ou requérant de non moins improbables volumes d'eau de ruissèlement ou de sol glissés, incompatibles avec les faibles capacités hydrologiques et pédologiques de la petite montagne beaujolaise, quelles que soient les circonstances climatiques envisagées.

Ces théories souffraient aussi d'un déficit explicatif chronique de la composition, de la structure, de la forme et de la localisation des dépôts argilo-caillouteux concernés, en particulier : 1) l'existence de blocs bien arrondis, presque à toutes distances des zones sources, 2) la coexistence de ceux-ci avec des matériaux au contraire peu ou pas usés, 3) l'absence ou la quasi absence de granoclassement à l'intérieur des dépôts et, surtout, entre ceux des hauts coteaux et ceux du piémont, 4) l'organisation stratigraphique finement rythmique de certains dépôts et, au contraire, la stratification peu marquée, d'aspect « flou », mais non moins réelle, d'autres, 5) la localisation préférentiellement beaujolaise de ces mêmes formations superficielles, sans indices de présence aussi nets dans les massifs voisins, 6) leur surdéveloppement sur les coteaux de la façade orientale de la chaîne, 7) la singulière répartition d'une partie d'entre elles sous forme de lanières longues et étroites, et enfin, 8) l'insolite assemblage, quasi monolithologique, de la plupart de ces dépôts, en aval d'un environnement géologique caractérisé,

à l'inverse, par une grande diversité de roches. Ces inflexibles « pierres d'achoppement » imposaient un indispensable retour sur le terrain et l'enclenchement d'une nouvelle étude.

C'est ainsi que, au cours des années 2010, des constats sédimentologiques et géomorphologiques nouveaux, effectués d'abord dans les vallées et sur les coteaux de l'Ardières et de la Mauvaise, mais étendus ensuite à l'ensemble du Beaujolais, du Sud-Mâconnais et du Nord-Lyonnais, ont contre toute attente remis en lumière l'ancienne hypothèse glaciaire.

3.1 - Les faits sédimentologiques

3.1.1 - Les marques de contact sous pression localisée (« fractures de broutage » et « broutures concave ») et les marques de choc (« fractures de percussion »)

À la surface d'un grand nombre de galets et blocs de certaines formations argilo-caillouteuses recouvrant les coteaux viticoles du Beaujolais, notamment en pays d'Ardières et de Mauvaise, on observe d'innombrables petites fractures courbes, larges en moyenne de quelques centimètres mais pouvant atteindre une douzaine à une quinzaine de centimètres. Ces entailles superficielles, de forme arquée et de structure 3D très spécifique (à deux surfaces de clivage courbes et sécantes), ne peuvent provenir que de puissants contacts sous pression localisée et orientée, tels ceux intervenant dans les environnements glacio-morainiques : il



Figure 3 : Les marques de l'action mécanique glaciaire sur les éléments rocheux entraînés à la base d'un glacier ou roulés dans sa « semelle » morainique mobile et déformable : « fractures de broutage » (*chattermarks*), isolées (1 et 2, échelle identique) ou sérielles (3), et « broutures concaves » (*crecentic gouges*) (4).



Figure 4 : Les marques de choc formées dans les torrents sous-glaciaires ou proglaciaires de haute énergie : « fractures de percussion » (*percussion marks*).

s'agit manifestement de « fractures de broutage » (*chattermarks*) et de « broutures concaves » (*crescentic gouges*) (Fig. 3). Ces fractures glaciaires se produisent soit à l'interface entre un glacier et son substrat minéral, par l'action des éléments rocheux enchâssés dans la couche de glace inférieure (« zone de traction basale », *basal tractive zone*), soit à l'intérieur de la semelle morainique mobile du glacier (*basal till*), en réponse aux contraintes mécaniques (dont les contraintes de cisaillement) et aux déformations internes engendrées par le déplacement de la glace et des débris de roche qu'elle entraîne (Evans *et al.* 2006, Benn et Evans 2010).

Les fractures de broutage tendent à devenir plus nombreuses et plus rectilignes sur les bords saillants des blocs ayant été davantage exposés aux contacts. Elles peuvent aussi être groupées en trains de fractures multiples (« sérielles ») (Fig. 3), à orientation constante ou évolutive, conséquence de contacts contraints successifs et rapprochés, effectués par de mêmes galets ou blocs en mouvement.

La conjugaison de ces figures et assemblages de figures sur une même surface rocheuse est l'apanage exclusif des environnements glaciaires et « proglaciaires » (situés en avant des glaciers) (Laverdière *et al.* 1985, Benn et Evans 2010).

Compte tenu de leur morphologie et de leur structure, compte tenu aussi de la lithologie grès-quartziteuse, voire quartzitique, extrêmement robuste et très difficilement altérable, sur laquelle elles apparaissent, leur assimilation à des formes d'altération superficielle, comme on peut l'entendre parfois, apparaît notoirement infondée.

Obligatoirement produites et localisées à la surface des éléments rocheux, ces fractures glaciaires révèlent au passage l'exceptionnelle « fraîcheur » des galets et blocs, dont la forme et le volume sont restés inchangés depuis leur ensevelissement dans le sédiment argilo-sableux qui les englobe. Ce constat s'oppose à l'interprétation de certains pédologues qui y voyaient au contraire des matériaux pédologiquement évolués et usés in situ, en dépit de la très faible sensibilité à l'altération des principales lithologies impliquées (grès et brèches siliceux) et, pour ces dernières, de l'absence de cortex dégradé (« saprolitique »). L'usure des blocs est donc bien

antérieure à leur dépôt.

Par ailleurs, nombre de galets et blocs portent également une infinité de fractures semi-circulaires, voire subcirculaires, généralement de très petite taille (quelques mm), parfois plus larges (1 à 2 cm, ce qui peut leur valoir d'être confondues avec des fractures de broutage). Pouvant se former dans les milieux littoraux ou fluviaux fortement agités, ce que les vallées et les coteaux beaujolais n'ont pas connus au cours de leur histoire géologique quaternaire, ces « fractures de percussion » (*percussion marks*) (Fig. 4) sont incontestablement la conséquence de l'activité de haute énergie des puissants écoulements et transports torrentiels propres aux régimes hydrauliques sous-glaciaires et proglaciaires, propices à la multiplication de chocs « violents » entre galets ou entre galets et blocs.

3.1.2 - Les marques de frottement (« ripage ») répété ou prolongé : stries, usures et polis glaciaires

Malgré la mise en œuvre de lithologies très peu favorables (grès siliceux et quartzitiques), ce que Falsan et Chantre n'avaient pas manqué de souligner, des stries glaciaires ont été découvertes sur un

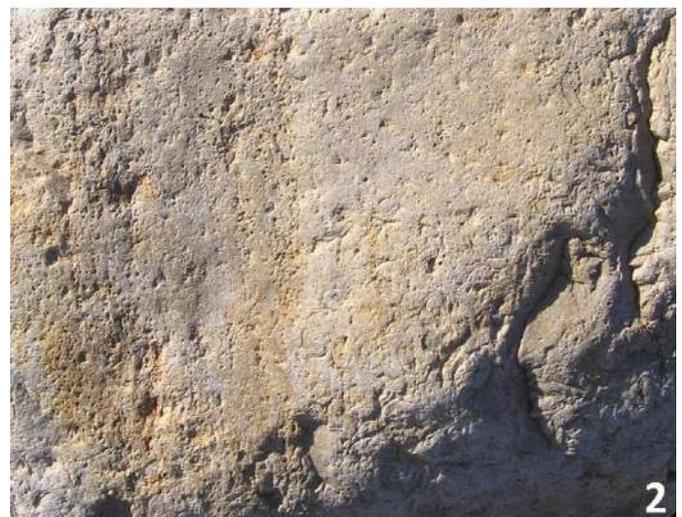


Figure 5 : Les marques de l'action mécanique glaciaire sur les éléments rocheux entraînés à la base d'un glacier ou roulés dans sa « semelle » morainique mobile et déformable (suite) : stries (1) et usures et polis (1 et 2) glaciaires.

certain nombre de galets et blocs (Fig. 5), contredisant au passage les affirmations de certains auteurs quant à leur supposée inexistence dans les formations superficielles beaujolaises (à l'initiative de Tournier 1879).

De même, à l'examen de nombreux galets et blocs, on constate l'évidente présence de surfaces finement polies, résultat pour une majorité d'entre elles, dont obligatoirement celles portant des fractures de broutage ou des stries glaciaires, des multiples contacts et frottements subits à la surface ou à l'intérieur d'un substrat morainique déformable (Fig. 5). On peut ainsi affirmer que la forme arrondie de ces mêmes galets et blocs est imputable moins à leur séjour dans un contexte alluvionnaire torrentiel que dans un contexte infra-glaciaire et/ou intra-morainique.

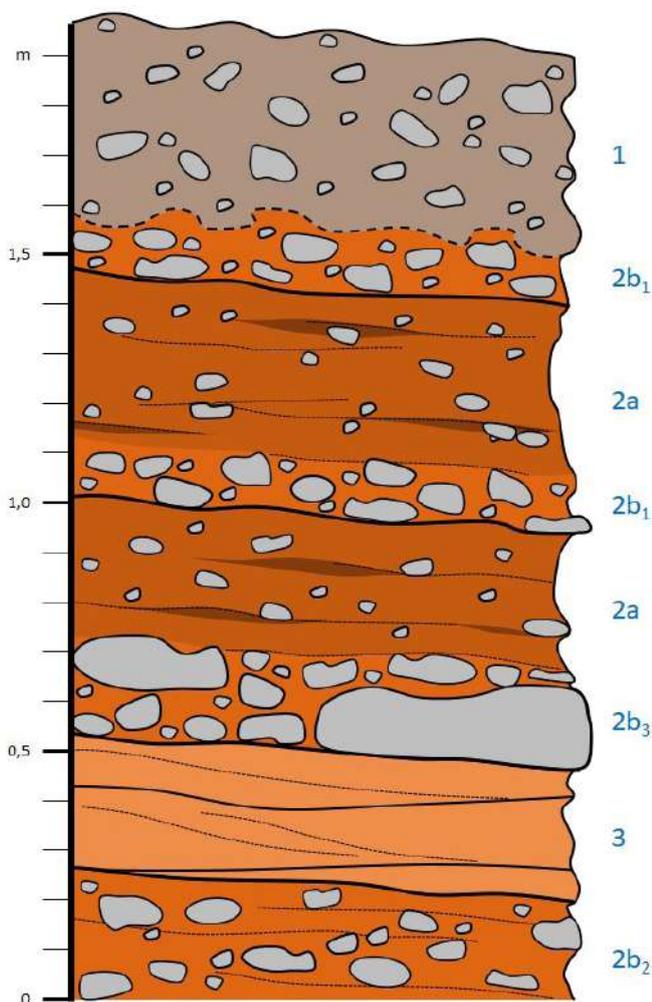


Figure 6 : Coupe stratigraphique type dans l'un des couloirs argilo-caillouteux des hauts coteaux de la vallée de l'Ardières (Lathevalle à l'ouest de Villié-Morgon) : architecture sédimentologique de plaine d'épandage proglaciaire proximale (« sandur de vallée »). Sous un sol superficiel remanié par l'activité agro-viticole (1), un dépôt superficiel montre une stratigraphie plus ou moins « floue » (ni nette ni absente), mais néanmoins réelle, et parallèle à la pente naturelle du terrain (3 à 3,5°). Dans un fond sédimentaire globalement argilo-sableux à galets (2), s'individualisent des niveaux à galets épars et à lentilles d'argile (2a), des niveaux plus ou moins enrichis en galets et en sable arénique (2b1, 2b2) ou en gros blocs (2b3) et des niveaux sableux plus homogènes (3).

En outre, dans nombre de terrains argilo-caillouteux superficiels des hauts et bas coteaux du Beaujolais viticole, il existe des assemblages variés de débris de roche montrant divers stades d'usure. On remarque fréquemment en effet dans ces dépôts la coexistence, sans tri apparent et en proportions variables, de pierres et blocs plus ou moins arrondis, émoussés ou encore anguleux. Ces associations d'éléments rocheux de formes diverses, au sein de classes de matériaux présentant divers degrés d'usure, se différencient nettement des modes de façonnement et de ségrégation mécanique et sédimentologique caractérisant les environnements sédimentaires alluviaux ou colluviaux initialement invoqués. Ces amalgames hétérogènes sont indubitablement la traduction de la variabilité du temps ou de l'intensité de l'exposition à l'usure des galets et blocs à la base d'un glacier ou dans sa semelle morainique mobile, avant d'avoir été repris dans les processus hydro-sédimentaires péri- ou post-glaciaires.

3.1.3 - Les dépôts proglaciaires

La structure et la composition des dépôts argilo-caillouteux nappant certains moyens à hauts coteaux de l'Ardières et de la Mauvaise combinent à la fois une stratification généralement « floue » (ni nette, ni absente), des bancs sableux individualisés mais épars dans le continuum stratigraphique, la prépondérance d'une fraction fine (argileuse) diffuse et un mélange variable d'éléments rocheux subanguleux ou, au contraire, étonnamment arrondis (Fig. 6). Ces faits, regroupés ensemble, correspondent tout aussi mal aux caractères sédimentologiques des environnements de dépôt alluviaux ou colluviaux, mais montrent au contraire une réelle parenté avec ceux des environnements de dépôt proglaciaires proximaux. Il ne fait aucun doute qu'il s'agit ici de témoins d'une sédimentation faite sous puis avant d'anciens glaciers, où le dépôt des matériaux morainiques s'est conjugué aux actions de transport et de dépôt, contemporaines ou ultérieures, de leurs eaux de fonte.



Figure 7(a) : Sédiments glacio-lacustres argilo-sableux à « blocs coulés » (« dropstones »), à Saint-Lager.

3.1.4 - Les dépôts glacio-lacustres : sédiments varvés à « débris morainiques coulés » (*ice raft debris, dropstones*) et « structures d'impact sous-aquatiques » (*dropstones structures*)

Sur les bordures du val de Saône, notamment côté Beaujolais, différents dépôts argilo-sableux, fréquemment varvés, nappent le substratum antéglaciaire : il s'agit indiscutablement de sédiments lacustres. Certains d'entre eux incorporent des débris hétérométriques de roches beaujolaises, aléatoirement dispersés dans la masse sédimentaire, sans autre possibilité, dans ce type d'organisation sédimentologique, que d'avoir pénétré verticalement dans la nappe liquide, lâchés par des glaces flottantes (« *ice raft debris* », IRD) (Fig. 7). Du reste, sous les blocs et sous les galets les plus gros (« *dropstones* »), des « structures d'impact » (*dropstones structures*), montrant un affaissement, un pincement et parfois un rebroussement latéral des lamines de dépôt, apportent l'évidence de leur chute depuis une surface lacustre (Fig. 7). On est donc bien en présence de dépôts « glacio-lacustres », constituant une autre preuve, s'il le fallait encore, du recouvrement des crêtes beaujolaises par d'anciens glaciers lors d'une époque géologique peu éloignée.

Jusqu'à-là interprétés comme des placages alluvio-torrentiels ou alluvio-colluviaux de piémont, ces dépôts, tantôt superposés tantôt étagés, mettent en lumière l'existence, largement sous-estimée jusqu'à récemment dans le Beaujolais et le proche

Mâconnais, de témoins remarquablement étendus de plusieurs sédimentations glacio-lacustres effectuées dans plusieurs lacs d'obturation de haut niveau, créés par la fermeture de l'exutoire de la Saône sur le site de Lyon par l'avancée des grands glaciers alpins de piémont. Ces dépôts, dont l'organisation stratigraphique reste difficile à démêler avec précision, semblent néanmoins s'être accumulés dans au moins trois, si ce n'est quatre lacs indépendants et de cote maximale dégressive : 300-310 m, 275-280 m (celle-ci étant peut-être rattachée au lac précédent ou au lac suivant), 260-265 m, 240-245 m et 225-230 m. Ces cotes correspondent tout ou partie à celles retrouvées par d'autres auteurs sur les bordures de la Dombes et de la plaine de Saône, mais attribuées par eux, à l'inverse des constatations faites ici, à deux (Journaux 1956) ou même un seul (Fleury et Monjuvent 1984, Monjuvent 1988, Monjuvent *et al.* 1990) cycle lacustre.

Des sédiments glacio-lacustres recouvrent ainsi une large part des bas coteaux du Beaujolais et du Sud-Mâconnais, modifiant sensiblement la compréhension géologique des terroirs viticoles de cette région. Les caractères sédimentologiques, non équivoques, de ces dépôts conduisent désormais à admettre que la partie inférieure des plantations de nombreuses appellations, notamment parmi les crus, repose largement, non sur une géologie alluviale ou colluviale issue de l'érosion des reliefs, mais sur une géologie issue des anciens lacs glaciaires. À titre d'exemple, ce sont avant tout au fonction-

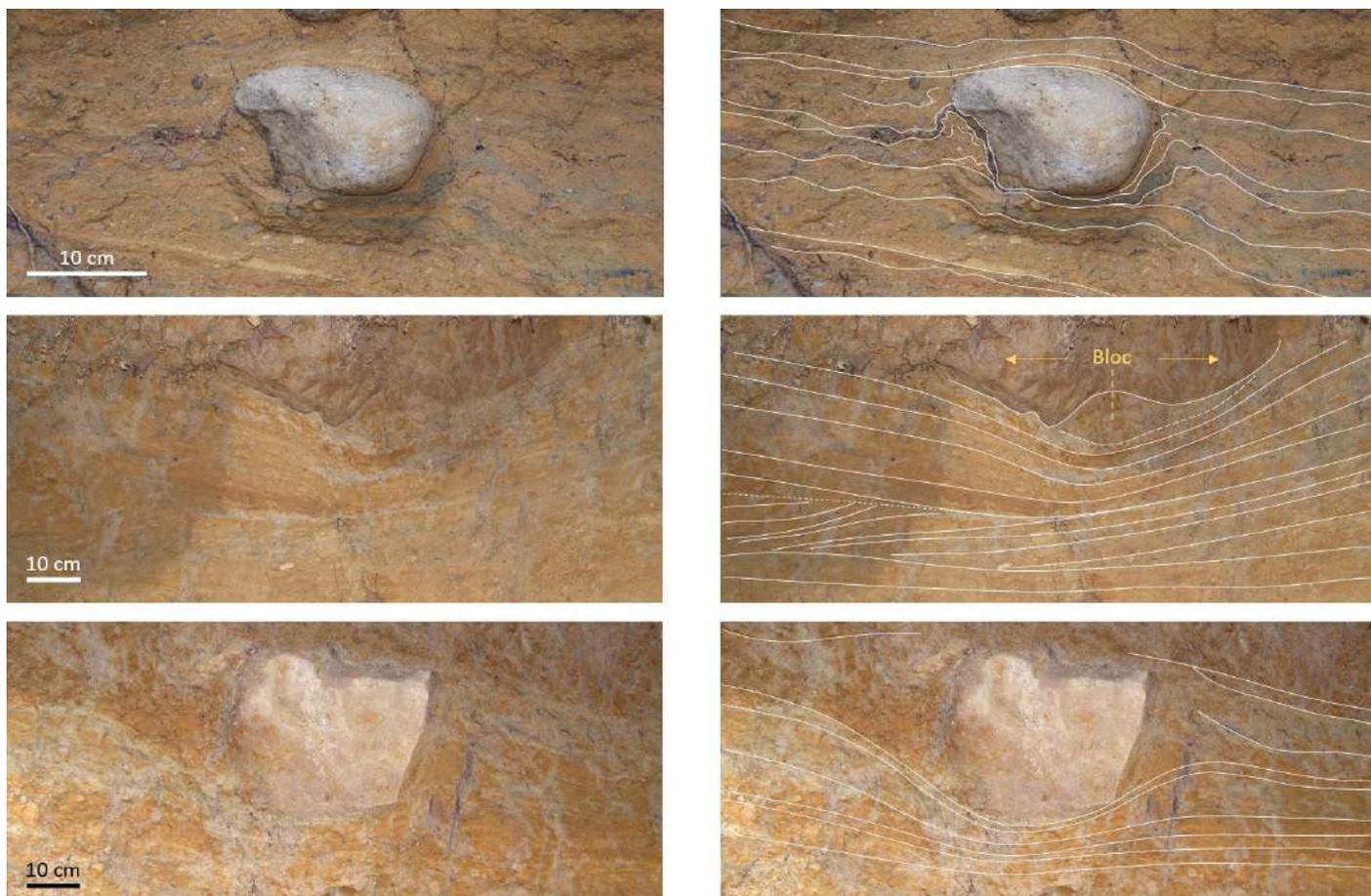


Figure 7 (b) : Sédiments glacio-lacustres argilo-sableux à « blocs coulés » (« *dropstones* ») et à « structures d'impact » (« *dropstones structures* »), à Saint-Lager.



Figure 8 : Exemples de blocs erratiques anciennement transportés par des glaces flottantes, depuis les vallées de l'Ardières ou de la Mauvaise, et échoués non loin de la rive occidentale de l'un ou de plusieurs des lacs glaciaires du val de Saône, entre Charentay et Blacé (1 à 3) et dans le secteur de Corcelles (4).

nement et à la sédimentation lacustres des temps glaciaires que l'on doit les grands plateaux argileux et faiblement inclinés qui s'étendent à l'est de Julié- nas et au sud de St-Amour, au sud-est de Fleurie, à l'est, au sud-est et au sud de Villié-Morgon et à l'est de Cercié et St-Lager.

3.1.5 - Les blocs erratiques des bordures du val de la Saône

L'ennoisement glacio-lacustre de la plaine de Saône, qui comme nous l'avons vu s'est produit à plusieurs reprises au cours de plusieurs glaciations, éclaire d'un jour nouveau la présence de dépôts argileux sur les bordures de cette plaine, entre Lyon et Mâcon, et explique leur contenu en débris morainiques « coulés » (« *ice raft debris* » ou IRD, « *dropstones* »), lâchés depuis la surface d'un lac de barrage glaciaire par une multitude de glaces flottantes détachées des glaciers du Beaujolais et de la Dombes.

Ce phénomène de dispersion de débris de roche

en milieu lacustre permet de comprendre l'existence des abondants blocs « erratiques » de grès beaujolais - un autre mystère pour les anciens auteurs réfutant l'hypothèse glaciaire -, repérés par Falsan et Chantre et par l'Abbé Bérout (1906, 1909-1910) sur les moyens coteaux viticoles du Beaujolais, notamment entre Cercié-St-Lager et Blacé-Saint-Julien, mais aussi dans les environs de Saint-Amour, Corcelles et Bagnols-Alix-Theizé ; des localités situées précisément sur l'ancienne rive occidentale de l'un ou de plusieurs de ces lacs. Certains de ces blocs erratiques sont encore observables aujourd'hui dans ces secteurs, jusqu'à des altitudes absolues particulièrement élevées (300 m), en dépit de leur déplacement ou de leur élimination progressive par l'activité agricole (Fig. 8).

3.1.6 - Une singulière « ségrégation lithologique »

À la Tour Bourdon, mais aussi dans de nombreux terrains argilo-caillouteux superficiels des coteaux orientaux ceinturant le cirque montagneux d'Ave-

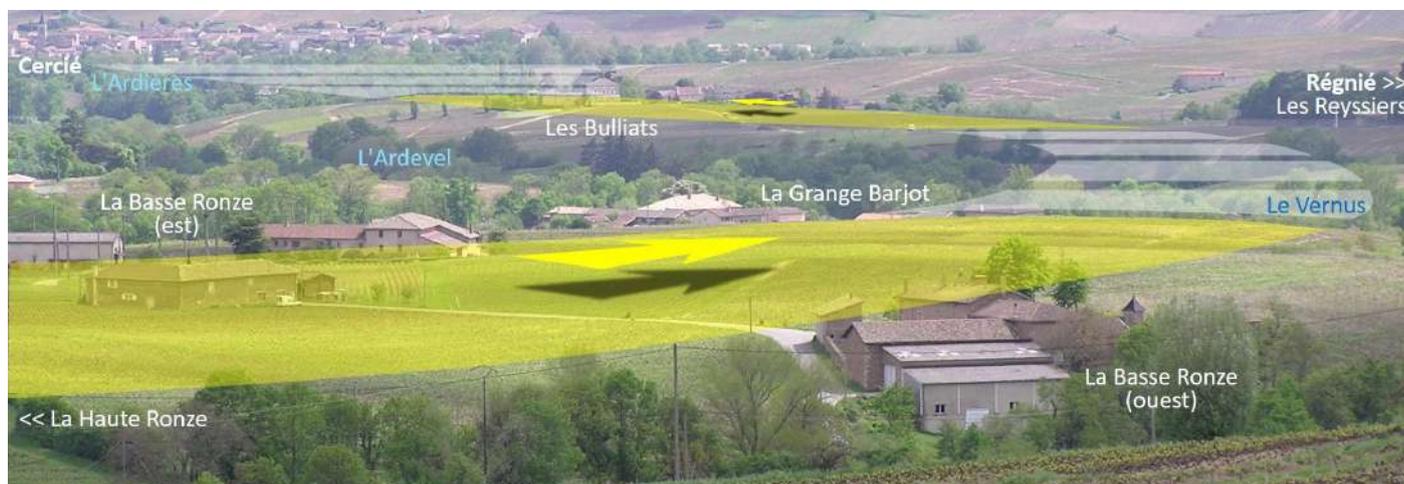


Figure 9 : L'un des meilleurs exemples de couloir argilo-caillouteux à blocs d'origine « proglaciaire », à surface plane et allongée longitudinalement, encore visible aujourd'hui sur les coteaux de la vallée de l'Ardières : le « paléosandur » des Haute et Basse Ronze et des Bulliats à Régnié-Durette, occupant l'emplacement d'un paléo-Ardevel.



Figure 10 : Les collines surbaissées de la rive gauche de l'Ardières entre Beaujeu et Cercié, couvertes de dépôts argilo-caillouteux étagés : morphologies proglaciaires résiduelles en relief inversé, installées au pied du cirque montagneux d'Avenas-Rochefort recouvert par une calotte glaciaire suspendue lors de plusieurs époques glaciaires. La coiffe proglaciaire de la colline de Les Pins (en rouge) est d'altitude relative plus élevée et d'âge plus ancien que ceux des collines de la Tour Bourdon et de Aux Bruyères-Les Maisons Neuves (en jaune).

nas-Vauxrenard, on constate facilement l'omniprésence des grès, alors qu'il existe bien d'autres types de roche sur les crêtes et versants de ces reliefs (granites, microgranites, volcanites rhyolitiques, roches dioritiques, schistes, cornéennes, lamprophyres, roches filoniennes hydrothermales...). Le phénomène géologique qui a transporté et déposé ces grès sur le piémont a manifestement conduit à une « ségrégation lithologique », pour le moins singulière, impliquant la mobilisation, le transport et la préservation « préférentiels » de la lithologie gréseuse au détriment des autres lithologies. Cette évidence, restée étrangement oubliée des auteurs, est indiscutablement une conséquence de l'activité glaciaire. En effet, subsistant en strates quasi horizontales et bien délitées au sommet de certaines crêtes, caractérisés en outre par une constitution très compacte, très dure et peu altérable et par un débit en gros éléments, les grès triasiques coiffant les montagnes d'Avenas et de Vauxrenard, dont les surfaces et volumes d'affleurement étaient plus étendus à l'époque des glaciations, ont fourni le matériau géologique le mieux exposé et le plus propice à l'action mécanique et au déplacement de la glace, mais aussi le plus résistant aux contraintes mécaniques et à l'usure morainiques. L'abondance des grès dans les dépôts proglaciaires du piémont beaujolais apparaît de ce fait beaucoup moins surprenante et même plutôt logique, si on considère leur prédisposition morphostructurale à l'action des glaciers et leur nature pétrographique particulièrement solide.

Le contexte glaciaire et l'activité glacio-morainiques ayant existé temporairement existé dans les hauteurs et sur les coteaux beaujolais expliquent ainsi facilement la sur-représentation (> 90%) des blocs de grès dans les sols et amas rocheux des collines de la rive gauche de la moyenne Ardières, dont ceux de la Tour Bourdon et de sa désormais célèbre « pyramide » (Fig. 1). Le démantèlement de prétendues couches de grès localement en place

sous les dépôts en question (Demarcq 1973), inexistantes en réalité dans tout ce secteur, le ruissèlement fluvio-torrentiel (non glaciaire) ou le transport pédologique ne sont donc aucunement en cause.

3.2 - Les faits géomorphologiques

3.2.1 - Les terrasses et couloirs d'épandage proglaciaires (« paléosandurs ») de vallée, de coteau et de bordure de plaine

La topographie et les dépôts superficiels des coteaux viticoles et des basses vallées du Beaujolais témoignent de plusieurs séquences d'écoulement glaciaire et fluvio-glaciaire, durant lesquelles ont agi tour à tour la glace et ses eaux de fonte, sous les glaciers ou en avant d'eux, pour transporter et disperser blocs, galets, sables et matières fines produits par eux. Ces interactions entre la glace, l'eau et les débris de roche ont conduit à la création de surfaces planes et faiblement inclinées (terrasses), dites « proglaciaires » (construites « en avant » des glaciers), appelées aussi « sandurs » (en référence aux « étendues sableuses » fluvio-glaciaires d'Islande).

Certains de ces « couloirs de débris » proglaciaires sont encore étonnamment nets dans le paysage beaujolais, sur les coteaux de la montagne d'Avenas (Les Chappes à Lantignié, Les Haute et Basse Ronze-Les Bulliats à Régnié-Durette (Fig. 9), Saint-Joseph-Lathevalle-La Grange Cochard-Le Champ Levrier-Clos Reisser à Villié-Morgon, Régnié et Cercié), ou sur les plateaux d'Émeringes (Vavre) et de Juliénas (Les Paquelets, Les Gonnards) en contrebas du massif des Éguillettes, mais aussi dans les basses vallées de la Brévenne (« terrasses perchées » de Savigny-L'Arbresle et de Saint-Germain-Nuelles) et de l'Azergues (« terrasses perchées » de Légny, Le Breuil, Lozanne, Morancé et Anse), ainsi que dans bien d'autres vallées (Vauxonne, Nizerand, Marverand, Moyenne Azergues, Grosne, Petite Grosne,

Préty-Arlois...).

À la Tour Bourdon et sur les collines de position et d'altitude relative équivalentes le long de l'Ardières, l'âge géologique, ni jeune ni vieux (de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années), et les caractéristiques sédimentologiques des dépôts proglaciaires peuvent rendre compte à la fois de leur étagement et de leur conservation au sommet de ces buttes : occupant autrefois un fond de vallon mais constitués d'une lithologie plus résistante à l'érosion que le granite fissuré et friable, ceux-ci ont été progressivement dégagés puis portés en inversion de relief par le lent creusement des cours d'eau autour d'eux depuis la fin de la glaciation.

La colline de la Tour Bourdon et les morphologies analogues qui s'étagent au-dessus de l'Ardières en rive gauche, au pied du cirque d'Avenas (La Combe de Chavanne et Montfavier à Beaujeu, Les Pins à Lantignié et Aux Bruyères-Les Maisons Neuves à Régnié-Durette et Cercié) tiennent d'abord et avant tout leur localisation, leur extension et leur couverture argilo-caillouteuse superficielle de leur genèse glaciaire et proglaciaire (Fig. 10). Les dépôts ou résidus de dépôt proglaciaires qui couvrent ces collines ou ces épaulements sont les restes des structures de raccordement (« cônes » de bas

de pente), sur-épaissis, qui reliaient les systèmes fluvio-glaciaires secondaires descendant de cette montagne avec la nappe fluvio-glaciaire principale de l'Ardières.

3.2.2 - Les terrasses étagées des vallées intérieures et des bordures du val de Saône

La dynamique glaciaire et proglaciaire est également responsable de la formation de nombreux replats et terrasses perchés au-dessus des cours d'eau beaujolais, en pays d'Ardières, comme nous l'avons vu, mais aussi dans la vallée de la Mauvaise (en aval du massif des Éguillettes et de la Lienne), dans les vallées du Nizerand et de la Vauxonne (au pied des massifs de la Cantinière et de la Pyramide), et en val d'Azergues, à l'articulation des massifs du Haut Beaujolais (Haute Azergues, Soanan), de Tarare (Turidine) et du Lyonnais (Brévenne).

Sur les flancs des cours moyens de ces vallées, il existe en effet quatre principaux replats étagés et d'altitudes relatives plus ou moins constantes, disposés selon les vallées et les secteurs à 15-18 m, 35-45 m, 55-65 m et/ou 80-90 m au-dessus des plaines alluviales würmo-holocènes (Fig. 11). Ceux-ci sont généralement couverts d'alluvions ou de restes



Figure 11 : Quelques exemples des terrasse fluvio-glaciaires des vallées orientales du Beaujolais (terrasses d'altitude relative 35-45 m à Cercié, en pays d'Ardières - 1 et 2, et au Breuil, en vallée d'Azergues -3) et de la bordure du val de Saône (terrasses d'altitudes absolues 220-225 m et 255-265 m à Morancé, en rive gauche de l'Azergues - 4).

d'alluvions fluvio-glaciaires. Il faut y voir les marques relictuelles du fonctionnement et du dépôt sédimentaire étalé latéralement de systèmes glaciaires et proglaciaires successifs et chronologiquement distincts. La préservation partielle de ces morphologies et dépôts, d'autant meilleure que leur altitude relative est faible et, par conséquent, que leur âge est jeune, a été permise par l'encaissement rapide et répété des cours d'eau sous l'effet de l'érosion linéaire active qui a suivi chaque époque glaciaire. Ces observations s'opposent à celles de Russo (1948) qui avait malencontreusement effectué des corrélations diachrones entre ces différentes terrasses, égaré par un modèle d'érosion régressive du réseau hydrographique beaujolais.

Sur la bordure occidentale du val de Saône, quatre autres groupes de terrasses d'altitudes absolues constantes apparaissent en position plus ou moins élevée (moyenne à haute) au-dessus des basses terrasses (200 m et moins) : terrasses 210-215 m, 220-225 m, 240-245 m et 255-265 m (Fig. 11). Elles raccordent et mélangent les anciens processus et produits fluvio-glaciaires du Beaujolais et des vastes appareils fluvio-glaciaires du complexe Dombes-Saône (la terrasse 210-215 m est vraisemblablement subordonnée au complexe fluvio-glaciaire responsable de l'édification de la terrasse précédente : 220-225 m).

Dans le cas particulier de la terrasse 220-225 m, le dépôt sablo-graveleux, d'origine essentiellement dombiste (quartzites alpines), s'est déposé d'abord dans un contexte glacio-lacustre proximal progredient, de type delta de Gilbert (cf. Falsan et Chantre 1879, Penck et Brückner 1901-1909), puis sur une terrasse fluvio-glaciaire distale, à chenaux anastomosés et étalée horizontalement, de type « sandur de plaine » (*outwash plain*). La transition entre les deux modes de sédimentation, révélant de fait la cote du lac (présence avérée d'un lac glaciaire de niveau durable 220-225 m), a pu être observée dans plusieurs sites du val de Saône, notamment dans l'ancienne gravière de Grammont à Blacé par les auteurs cités ci-avant.

L'organisation et le contenu sédimentologique fluvio-glaciaire de toutes ces terrasses se différencient ainsi nettement de leur interprétation initiale mêlant dynamiques fluviale ou fluvio-torrentielle (Perrin 1939, Roman 1931, Roman et al. 1948-1969, Journaux 1956, Lorenchet de Montjamont 1973, Monjuvent 1973, 1982, Fleury et Kerrien 1989, Kerrien 1989, Saint-Martin 2007). Dans le cas des vallées intérieures, ces conceptions impliquaient une importante surestimation des capacités hydrologiques et alluvionnaires des bassins versants beaujolais et lyonnais en l'absence de toute considération glaciaire.

3.3 - L'évidence de plusieurs épisodes glaciaires et proglaciaires en Beaujolais au Quaternaire

Toutes les marques et morphologies et tous les dépôts sédimentaires inventoriés ci-dessus, appar-

tenant aux phénoménologies glaciaire et fluvio-glaciaire, restent visibles à des degrés d'expression et de préservation divers dans toutes les grandes vallées beaujolaises : Ardières, Azergues, Soanan, Brévenne, Nizerand, Vauxonne, Mauvaise, Arlois, Petite Grosne, Grosne et Haut Sornin. Ils concernent aussi de nombreuses vallées secondaires : Marverand, Sallerin, Ponsonnière, Préty... Dans toutes ces vallées drainant le massif beaujolais, les glaciations ont laissé des restes, ou une empreinte morphologique, de leurs appareils proglaciaires (paléosandurs).

Le surdéveloppement de ces appareils sur la façade orientale suggère que l'englacement et l'activité proglaciaire ont concerné en priorité les chaînons les plus à l'est des monts du Beaujolais, du Nord-Lyonnais au Sud-Mâconnais, situés en regard immédiat du domaine glaciaire alpin. Certains indices parlent également en faveur d'une présence de glaciers, peut-être moins accentuée, sur les crêtes et dans les vallées plus occidentales.

Les dépôts glacio-lacustres, quant à eux, se rencontrent sur une large part des bordures du val de Saône inférieur, dans le secteur de l'ancienne plaine lacustre où l'activité et les apports hydriques et sédimentaires des glaciers dombistes et beaujolais ont convergé et se sont concentrés.

L'ensemble des observations et faits nouveaux apportés dans le cadre de notre étude sur les formations superficielles des vallées intérieures et des coteaux viticoles du Beaujolais jette ainsi les bases d'une réalité scientifique nouvelle à propos de l'existence de plusieurs manifestations glaciaires et fluvio-glaciaires dans cette région au cours du Quaternaire. L'analyse et la corrélation des différentes terrasses et des dépôts sédimentaires associés indiquent que les phases glaciaires et fluvio-glaciaires correspondantes, chronologiquement distinctes, ont été au moins au nombre de cinq : quatre épisodes de véritable glaciation (trois sur le massif Beaujolais proprement dit et un débordant sur son piémont méridional depuis les monts du Lyonnais), et un épisode marqué uniquement par un écoulement fluvio-glaciaire en provenance de la Dombes (terrasses 220-225 m en val de Saône).

4 - L'influence déterminante des glaciers alpins occupant la Dombes et leur aérologie spécifique

4.1 - Considérations paléoclimatiques

Au temps des glaciations beaujolaises, un glacier de très grande extension, descendu de la chaîne alpine et venu envahir son avant-pays (glacier de piémont), recouvrait la plaine et les collines de la région de Lyon, ainsi que le plateau de la Dombes. C'est précisément la présence proche d'un vaste glacier sur ce plateau, véritable « réfrigérateur » géant, qui semble avoir fourni les conditions climatiques au surprenant englacement de la petite montagne beaujolaise.

Les vents glaciaires, ou « vents catabatiques »

(courants d'air froid qui se forment juste au-dessus des grands glaciers), qui dévalaient cette longue « mer de glace » et qui terminaient leur course au-dessus de la plaine lacustre de la Saône puis contre la barrière beaujolaise, auraient engendré et entretenu une modification climatique régionale, assortie d'importantes perturbations météorologiques neigeuses créées et bloquées par le relief beaujolais. La mise en place et le fonctionnement de ces systèmes météorologiques perturbés auraient été permis par la transformation thermodynamique (adiabatique) des vents catabatiques, contraints à une élévation contre l'obstacle beaujolais, ou par la rencontre de ces derniers avec des flux atmosphériques tempérés venant de l'ouest ou du sud-ouest, d'origine possiblement centre-atlantique. Ces conditions atmosphériques particulières, probablement intermittentes (vents catabatiques) et saisonnières (flux d'ouest) mais répétées, sources de puissants contrastes thermiques et hydriques et fixées au-dessus du Beaujolais par son orographie, auraient été suffisamment actives pour produire un enneigement massif, générateur de petites calottes glaciaires suspendues, en particulier sur les crêtes orientales faisant directement face au courant atmosphérique glaciaire alpin. Les glaciations beaujolaises auraient ainsi été induites par des circonstances géographiques et climatiques régionales

exceptionnelles, mais néanmoins prévisibles. Du reste, dès le départ, Falsan et Chantre avaient intuitivement posé les bases de ce modèle climatique régional pour le glaciaire beaujolais, dépendant des circonstances glaciologiques de la Dombes. Tant elle est logique, on pourra s'étonner que cette idée n'ait pas été explorée plus avant par la suite.

On notera ici qu'à la différence des glaciations d'altitude ou circumpolaires à plus grand développement, survenues au Quaternaire dans les Alpes, en Europe occidentale et dans les régions de hautes latitudes, ainsi que peut-être, dans une moindre mesure, sur les reliefs les plus élevés du Massif Central, les glaciations beaujolaises n'ont dépendu qu'indirectement de la réorganisation thermique et aérologique générale et verticale de l'atmosphère sous l'effet du refroidissement climatique global. Ces glaciations ont été surtout le jeu des conséquences météorologiques d'un flux atmosphérique glaciaire horizontal, en contact avec le sol et de portée uniquement régionale. C'est en considérant cette contrainte aérologique horizontale et d'extrémité du piémont glaciaire alpin que peut se concevoir l'englacement de faible altitude des monts du Beaujolais, cet écueil qui a tant rebuté géographes et géologues et qui pour la plupart les a éloignés du modèle glaciaire beaujolais.

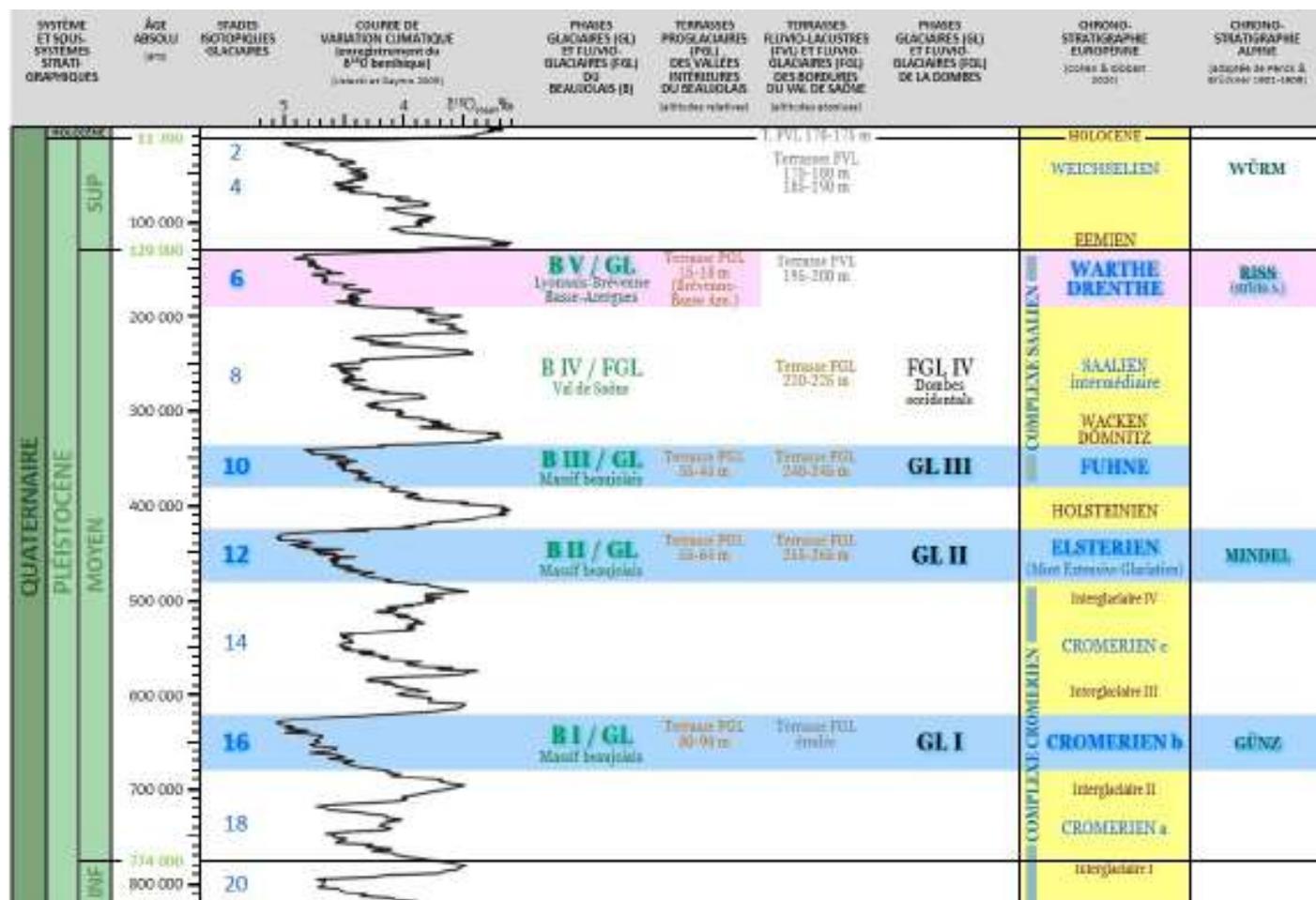


Figure 12 : Les 5 grandes phases glaciaires (GL) et fluvioglacières (FGL) du Beaujolais et celles supposées de la Dombes, calés sur la courbe isotopique marine de Lisiecki et Raymo (2005) et rapportées à la chronostratigraphie glaciaire européenne de Cohen et Gibbard (2020). D'après l'étude morphostratigraphique et altimétrique de Rousselle 2019.

4.2 - Pluralité des glaciations de la Dombes

Si les glaciations beaujolaises ont été influencées par l'englacement de la Dombes, comme le suggèrent fortement les données géologiques beaujolaises et le modèle paléoclimatique régional qui a pu en être déduit, on peut raisonnablement penser que ce plateau a été recouvert par un glacier au cours de plusieurs époques glaciaires, sans doute trois. Ce constat va dans le sens de certains travaux de la fin du XXe siècle, mais va aussi à l'encontre de la théorie la plus récente (Monjuvent 1988, Monjuvent *et al.* 1990), privilégiée jusqu'à ce jour, qui soutient que la région dombiste n'a enregistré que les différents stades d'avancée et de retrait d'une unique glaciation. À l'opposé de l'interprétation « monoglaciale » de Monjuvent et collaborateurs, de nombreux faits sédimentologiques, lithostratigraphiques, géomorphologiques et glaciologiques, insuffisamment explorés, parlent en effet en faveur d'un « pluriglacialisme » dombiste (Bourdier 1961, Monjuvent avant 1973, Billard et Derbyshire 1985, ainsi que Mandier 1984, Monjuvent 1988 et Monjuvent *et al.* 1990, au préalable aux conclusions finales de ces auteurs). Nous développerons et argumenterons ces faits dans une étude ultérieure.

Par ailleurs, si les glaciations beaujolaises ont réellement dépendu de celles de la Dombes, aux confins extrêmes du piémont glaciaire alpin, seules les glaciations de plus forte extension ont pu venir recouvrir ce plateau et provoquer par leur aérologie spécifique l'englacement du Beaujolais. Dans ces conditions, compte tenu de l'étagement des événements glaciaires et proglaciaires beaujolais au-dessus des niveaux pléistocènes supérieurs et holocènes, il ne fait guère de doute que seules les puissantes glaciations de 100 000 ans de période du Pléistocène moyen (stade glaciaires 16 à 6) ont eu les amplitudes et les extensions suffisantes.

5 - Recherche et proposition d'un cadre chronostratigraphique

L'approche chronostratigraphique des morphologies et terrains proglaciaires mis au jour dans le Beaujolais, tant dans les vallées intérieures que sur les coteaux orientaux et les bordures de la plaine de Saône, a permis d'identifier et de corréliser cinq groupes de terrasses et d'associer ces derniers à quatre phases glaciaires et proglaciaires et une phase strictement fluvio-glaciaire.

En l'absence de datations absolues, mais en s'appuyant sur une méthode fondée sur la caractérisation morphostratigraphique et altimétrique (avec calcul et comparaison de taux d'érosion) des dites terrasses (Rousselle 2019), et enfin en accord avec les données chronostratigraphiques du glaciaire européen (Elhers *et al.* 2011, Elhers *et al.* 2015), les épisodes glaciaires et fluvio-glaciaires beaujolais ont pu, comme attendu, être reliés à cinq des six glaciations paroxysmales du Pléistocène moyen,

contraintes par la chronologie isotopique internationale, notamment océanique (Lisiecki et Raymo 2005, Cohen et Gibbard 2020). Les stades glaciaires concernés sont les suivants : 1) MIS 16 (Cromerien b, Günz probable, Beaujolais I (BI) / -650 à -620 ka), 2) MIS 12 (Elsterien, Mindel, Beaujolais II (BII) / -450 à -420 ka), 3) MIS 10 (Saalien basal, Fühne, Beaujolais III (BIII) / -380 à -330 ka), 4) MIS 8 (Saalien intermédiaire, Beaujolais IV (BIV) / -300 à -245 ka) et 5) MIS 6 (Saalien final, Warthe-Drenthe, Riss stricto sensu, Beaujolais V (BV) / -190 à -130 ka) (Fig. 12).

Aux stades terminaux de ces cinq glaciations ont été associés les cinq niveaux de terrasse repérés et corrélés dans les vallées intérieures du Beaujolais (altitudes relatives 15-90 m) et sur les bordures du val de Saône (altitudes absolues 195-265 m), au-dessus des horizons pléistocènes supérieurs et holocènes : 1) 80-90 m / MIS 16 / BI (sur les bordures du val de Saône, la terrasse équivalente a disparu par érosion), 2) 55-65 m et 255-265 m / MIS 12 / BII, 3) 35-45 m et 240-245 m / MIS 10 / BIII, 4) 220-225 m / MIS 8 / BIV (la terrasse équivalente n'existe pas dans les vallées intérieures, a priori non englacées au cours de ce stade glaciaire) et 5) 15-18 m et 195-200 m / MIS 6 / BV (Fig. 12).

La glaciation du stade MIS 14 (Cromerien c), constatée partout en Europe d'extension et d'impact morphologique et sédimentaire moindres (Elhers *et al.* 2011, Elhers *et al.* 2015), n'a de toute évidence pas laissé (pu laisser) de trace en Dombes et en Beaujolais, aussi loin du massif alpin et de son piémont proximal où elle est vraisemblablement restée cantonnée. De même, l'épisode glaciaire MIS 8 (Saalien intermédiaire), d'amplitude également nettement moins marquée sur la plupart des théâtres glaciaires européens (*Ibid.*), n'est apparemment représenté en Beaujolais que par l'étalement en plaine de Saône d'une nappe fluvio-glaciaire venue de la Dombes (terrasse 220-225 m, BIV), ou ayant transité sur ce plateau, probablement lui-même épargné ou en grande partie épargné par la glace. Aucune glaciation ne semble avoir non plus largement recouvert la Dombes et la chaîne beaujolaise au stade MIS 6 (Saalien final, Riss stricto sensu). Cependant, dans les vallées de la Brévenne (secteur de L'Arbresle) et de la basse Azergues (secteur de Lozanne), à l'extrémité méridionale du Beaujolais et en amont de la terrasse fluvio-lacustre saônoise de « St-Cosme » (195-200 m), une activité glaciaire et proglaciaire de cet âge a été révélée lors de l'étude de la terrasse 15-18 m (BV). En conséquence, tout indique que, dans la périphérie immédiate du Beaujolais, face au glacier de piémont rhodanien et bas-dauphinois, seuls les monts du Lyonnais ont été englacés à l'époque rissienne (stricto sensu), du moins de façon active et prolongée. Enfin, en marge de l'existence de nombreuses marques, structures ou dépôts périglaciaires, les témoins glaciaires et fluvio-glaciaires de la dernière grande glaciation, prise dans sa globalité (MIS 4-2, Weichselien, Würm, Pléistocène supérieur), sont mineurs ou absents en Beaujolais. Ils sont aussi absents de la Dombes.

Le triple recouvrement glaciaire du massif beaujolais, et celui, entier ou partiel, de la Dombes, auraient ainsi eu lieu conjointement lors des stades glaciaires MIS 16 (BI), 12 (BII) et 10 (BIII), soit environ entre -650 000 et -330 000 ans (Fig. 12). Les glaciations ultérieures n'ont semble-t-il pas recouvert ou suffisamment recouvert le secteur dombiste, réduisant d'autant leur influence climatique sur la région nord-ouest-lyonnaise et interdisant du même coup l'installation ou le développement actif de glaciers sur le relief beaujolais.

6 - Implications scientifiques et géopatrimoniales de l'étude

Les théories alternatives au modèle glaciaire, avancées pour tenter d'expliquer la genèse de nombreux dépôts argilo-sableux, avec ou sans blocs, qui nappent une large part des coteaux viticoles du Beaujolais et des bordures du val de Saône (éboulements et glissements de terrain, écoulements fluvio-torrentiels, transports pédologiques...) peinent à s'établir sur des fondements sédimentologiques et génétiques plausibles. Seules les dynamiques glacio-dépendantes (environnements de dépôt glaciaire, fluvio-glaciaire et glacio-lacustre) restent cohérentes au regard des différentes observations et contraintes sédimentologiques et géomorphologiques de terrain, ainsi que vis-à-vis des considérations paléoclimatiques.

Cette nouvelle connaissance scientifique apporte également une information et un patrimoine géologiques nouveaux et d'intérêt pour les organismes et acteurs du géotourisme en Beaujolais, tel le Géoparc Beaujolais UNESCO. Mais plus encore pour les professionnels de la vigne et du vin, elle change radicalement la perception et la compréhension d'une part notable des terroirs du vignoble beaujolais. Il faut désormais se rendre à l'évidence que, sous les horizons pédologiques pelliculaires vrais, le registre géologique dénommé « dépôts de piémont », représentant environ un quart des surfaces plantées, hâtivement relié aux phénoménologies alluviales

et pédologiques, est très majoritairement né de l'influence des glaciations (dépôts proglaciaires et glacio-lacustres).

L'étude ayant fait devenir réalité le « mythe » des glaciations beaujolaises permet en dernier lieu de réhabiliter les travaux beaujolais des savants Falsan et Chantre, dont l'intuition glaciaire s'est avérée in fine remarquablement juste.

7 - Conclusion

Loin de constituer une anomalie de la recherche scientifique sur le Quaternaire de la bordure nord-est du Massif Central, la thèse des anciens glaciers beaujolais, prônée par Falsan et Chantre à la fin des années 1870 et longtemps écartée, est aujourd'hui un fait bien établi.

La survenue de plusieurs glaciations de faible altitude en Beaujolais au Pléistocène moyen n'a eu qu'un lien indirect avec les changements climatiques généraux et verticaux de l'atmosphère sous l'effet du refroidissement climatique global. Ces glaciations, prioritairement localisées sur les crêtes et dans les vallées du massif beaujolais oriental, ont avant tout dû leur existence aux flux aérologiques horizontaux, en contact avec le sol, émanant des glaciers alpins de piémont recouvrant la Dombes et responsables d'une modification climatique régionale.

En s'appuyant sur les observations faites en Beaujolais, on peut supposer que le modèle glaciaire révélé sur les coteaux et dans les vallées de ce territoire est reproductible dans des massifs de même positionnement géographique et de même proximité avec les anciennes glaciations alpines de piémont (en région lyonnaise : monts du Lyonnais, massif du Pilat). Pour l'heure, nos investigations se sont limitées au Beaujolais et à leurs régions contigües, mais dans le cadre de nos recherches, la mise en évidence de témoignages sédimentologiques et géomorphologiques proglaciaires dans la basse vallée de la Brévenne (secteur de L'Arbresle et de Lozanne) constitue déjà des perspectives prometteuses, au moins pour les monts du Lyonnais.



Calottes glaciaires suspendues, glaciers de coteau et lac de barrage glaciaire en Beaujolais à l'époque de l'une des grandes glaciations du Pléistocène moyen (stades isotopiques 12 ou 10), entre -650 000 et -330 000 ans. Dessin de Samuel Auray, CAUE du Rhône.

Ressources bibliographiques

BENN D. I. and EVANS D. J. A., 2010 - Glaciers and glaciation. Second edition, Routledge Publ., New York, USA, 2010, 802 p.

BEROUD J.-M., 1906, 1909-1910 - 1906 : Age de la terrasse quaternaire de Villefranche-sur-Saône. Ass. Fr. Av. Sci., C. R. 35e session, Lyon, pp. 587-603 - 1909-1910 : Notes géologiques sur les sables de Trévoux, la vallée de la Saône et le plateau des Dombes. Arch. d'Hist. Nat., Bull. Mens. de la Soc. «La Ségusia», n° 20, 22, 23 et 24, Lamarsalle impr., Villefranche, pp. 1-19.

BILLARD A. and DERBYSHIRE E., 1985 - Pleistocene stratigraphy and morphogenesis of La Dombes : an alternative hypothesis. Bull. Ass. Franç. Et. Quat., vol. 22, n°2-3, pp. 85-96.

BOURDIER F., 1961 - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Édit. C.N.R.S., Paris, 2 vol., 364 p. + 295 p.

CHIRON J.-C., FLEURY R. et KERRIEN Y., 1987 - Carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/250 000e, feuille de Chalon-sur-Saône, n°24, éds. du BRGM.

CHOLLEY A., 1926 - Formes topographiques dues à la nivation dans les monts du Beaujolais et du Lyonnais. Ass. Fr. Av. Sc., C. R. 50e session, Lyon, p. 699-701.

CHOLLEY A., 1929 - Notes de géographie beaujolaise. Ann. de Géogr., t. 38, n°211, pp. 26-46.

COHEN K. M. and GIBBARD P. L., 2020 - Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v.2019 (Poster version), Mendeley Data, V3, doi: 10.17632/dtsn3xn3n6.3.

DELAFOND F., 1887 - Notes sur les alluvions anciennes de la Bresse et des Dombes. Bull. Soc. Géol. Fr., 3e sér., t. XV, pp. 65-80.

DELAFOND F. et DEPÉRET C., 1893 - Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerais de fer. Etude des Gîtes Minéraux de la France, Ministère des Travaux Publics, Imp. Nat., 2 vol., 332 p.

DEMARCQ G., 1973 - Lyonnais Vallée du Rhône. Guides Géologiques Régionaux, Masson et Cie Editeurs, 176 p.

EHLERS J., GIBBARD P. L. and HUGHES P. D., 2011 - Quaternary glaciations - Extent and chronology - A closer look. Developments in Quaternary Science, Elsevier, vol. 15, 1st edition, 1126 p.

EHLERS J., HUGHES P. D. and GIBBARD P. L., 2015 - The Ice Age. Wiley-Blackwell, 560 p.

EVANS D. J. A., PHILLIPS E. R., HIEMSTRA J. F. and AUTON C. A., 2006 - Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. Earth-Science Reviews, 78, pp. 115-176.

FLEURY R. et KERRIEN Y., 1989 - Formations tertiaires, quaternaires et superficielles in SIDER H. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Amplepuis, n° 673, éds. du BRGM.

FLEURY R. et MONJUVENT G., 1984 - Le glacaire alpin et ses implications en Bresse. Géologie de la France, n° 3, pp. 231-241, 1 carte h.-t.

FALSAN A. et CHANTRE E., 1879 - Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. A. Pitrat éd., Lyon, tome I, 622 p., et tome II, 572 p.

GALLOIS L., 1893-1894 - Mâconnais, Charolais, Beaujolais, Lyonnais. Ann. Géograph., tome 1893 pp. 201-211 et 428-449, tome 1894 n° 14 pp. 287-309.

JOURNAUX A., 1956 - Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses : Beaujolais, Mâconnais, Côte-d'Or, plateaux de la Haute-Saône, Jura occidental. Étude morphologique. Imp. Caron, Caen, 532 p.

KERRIEN Y., 1989 - Cénozoïque, in DELFOUR J. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Tarare, n° 697, éds. du BRGM.

LAVERDIERE C., GUIMONT P. et DIONNE J.-C., 1985 - Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux : signification, terminologie, illustration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n. 51, pp. 365-387.

LISIECKI L. E. and RAYMO M. E., 2005 - A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, vol. 20, PA 1003, 17 p.

LORENCHET de MONTJAMONT M., 1973 - Terrains secondaires, tertiaires et quaternaires in LORENCHET De MONTJAMONT M., TEGYEY A. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Belleville, n°650, éd. du BRGM.

LORY C., 1876 - Sur les causes probables de l'accumulation des ossements dans la brèche de Santenay. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. IV, pp. 686-689.

MANDIER P., 1984 - Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique. Thèse de Doctorat, Univ. Lyon II, 3 vol., 634 p., 217 pl. et fig.

MICHEL-LEVY A., 1898 - Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central. Premier article. *Annales de Géographie*, 1898, vol. 7, n°36, pp. 404-428.

MONJUVENT G., 1973 - Terrains tertiaires et quaternaires in MONJUVENT G., MOUTERDE R., TEGYEY A. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Villefranche-sur-Saône, n°674, éd. du BRGM.

MONJUVENT G., 1982 - Formations tertiaires, superficielles et quaternaires in ARENE J. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Beaujeu, n° 649, éd. du BRGM.

MONJUVENT G., 1988 - Formations sédimentaires du secteur Dombes in FLEURY R. et al., carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50000e, feuille de Bourg-en-Bresse, n° 651, éd. du BRGM.

MONJUVENT G., avec la collaboration de FARJANEL G., FLEURY R. et COURBOULEIX S., 1990 - Le glaciaire et le périglaciaire de la Bresse du Sud dans son cadre géologique et tectonique. Synthèse et recommandations. Document ANDRA-BRGM, annexe 1, tomes I (texte, 163 p.) et II (illustrations, 205 fig.), n° 624 RP BRG 90-005AI.

PENCK A. et BRUCKNER E., 1901-1909 - Die Alpen im Eiszeitalte (Les Alpes à l'époque glaciaire). 3 volumes, C.H. Tauchnitz édit., Leipzig, 1199 p.

PERRIN A., 1939 - Recherche sur la formation de l'Azergues en Beaujolais. *Bulletin Ass. Géogr. Fr.*, vol. 16, n° 124, pp. 148-153.

PRIVAT-DESCHANEL P., 1902 - Introduction à l'étude géographique du Beaujolais. Tectonique et géologie. *Mém. Soc. Fribourg. Sc. Nat.*, sér. II, fasc. III, Géol. et Géogr., Fribourg, pp. 109-152.

ROMAN F., 1931 - Observations sur le Tertiaire de la rive droite de la Saône entre la vallée de l'Azergues et Mâcon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 5, t. I, pp. 711-720.

ROMAN F., MICHEL-LEVY A., VIRET J., DARESTE de la CHAVANNE J. et RAFFIN J., 1948-1969 - Carte et notice explicative de la carte géologique de la France à 1/80000e, feuille de Bourg, n°149, 2e édition (1948) et 3e édition (1969, réimpression sans modification), éd. du BRGM.

ROUSSELLE B., 2011 - L'hypothèse des glaciers en Beaujolais : du terrain d'observation à la controverse scientifique. Actes du Congrès National des Académies des Sciences, Lettres et Arts, « La découverte de la Terre », Akademos, 2011, pp. 95-103.

ROUSSELLE B., 2019 - Glaciations en Beaujolais, du mythe à la réalité. Résumé et synthèse développée d'une étude inédite, Espace Pierres Folles éditeur, 28 p.

RUSSO P., 1948 - Les terrasses alluviales de l'Azergues. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 225, tome XLVII, pp. 115-121 et n° 226, pp. 67-72.

SAINT-MARTIN M., 2007 - Carte géologique harmonisée du département du Rhône. Rapport BRGM, RP-55461-FR, notice 228 p., 1 carte.

SIGALES (bureau d'étude), avec la collaboration de l'INAO, 2014-2018 - caractérisation détaillée des sols viticoles du Beaujolais, cartes et fiches techniques. Compilation des données de terrain acquises entre 2010 et 2017. Maîtres d'ouvrages : Inter-Beaujolais et SICAREX Beaujolais, 69400 Villefranche-sur-Saône. Cartes et fiches techniques accessibles (avec identifiants) sur le portail : <https://extranet.beaujolais.com/atlas-numerique>.

TARDY C., 1879 - Un mot sur les glaciers dans le Beaujolais. Revue du Lyonnais, série 4, n°7, pp. 374-375.

TOURNIER J., 1879 - Le Beaujolais à l'époque glaciaire. Feuille des Jeunes Naturalistes, 9e année, n° 100, pp. 41-43.

Le site de la Terrasse de Chiroubles : de la géologie du granite à la géologie régionale

Tanguy LEBLANC, géologue, chargé de mission
Géoparc mondial UNESCO, Syndicat Mixte du Beaujolais

Résumé

Le Beaujolais est d'abord connu pour son vignoble, mais en 2018 l'obtention du label « Géoparc Mondial Unesco » met en avant sa géologie remarquable et les actions de valorisation de ce patrimoine naturel. Parmi les sites sélectionnés pour exposer la géologie du Beaujolais, la Terrasse de Chiroubles sur les hauteurs du vignoble permet d'aborder de nombreux phénomènes géologiques à l'échelle locale et régionale.

Abstract

Beaujolais is first known for its vineyards, but in 2018 obtaining the «Unesco world geopark» label highlights its remarkable geology and actions to enhance this natural heritage. Among the sites selected to exhibit the geology of Beaujolais, the Chiroubles terrace on the heights of the vineyard makes it possible to tackle many geological phenomena on a local and regional scale.

1 - Introduction

Surplombant les grands crus du Beaujolais, s'appuyant sur un granite d'âge varisque, dominant le fossé bressan et offrant un large panorama du Jura jusqu'au Vercors, la « Terrasse de Chiroubles » s'impose comme un géosite d'intérêt pédagogique. Le site illustre plusieurs phénomènes géologiques à dif-

férentes échelles. Au premier plan, sur le site même, les diverses formes d'altération du granite apportent une vision très locale de la géologie, aux dépens d'une roche unique. Au second plan, la morphologie du paysage environnant propose une lecture aisée des grandes unités du sous-sol. Enfin, au troisième plan, le large point de vue fonctionne comme un véritable observatoire d'un phénomène géologique

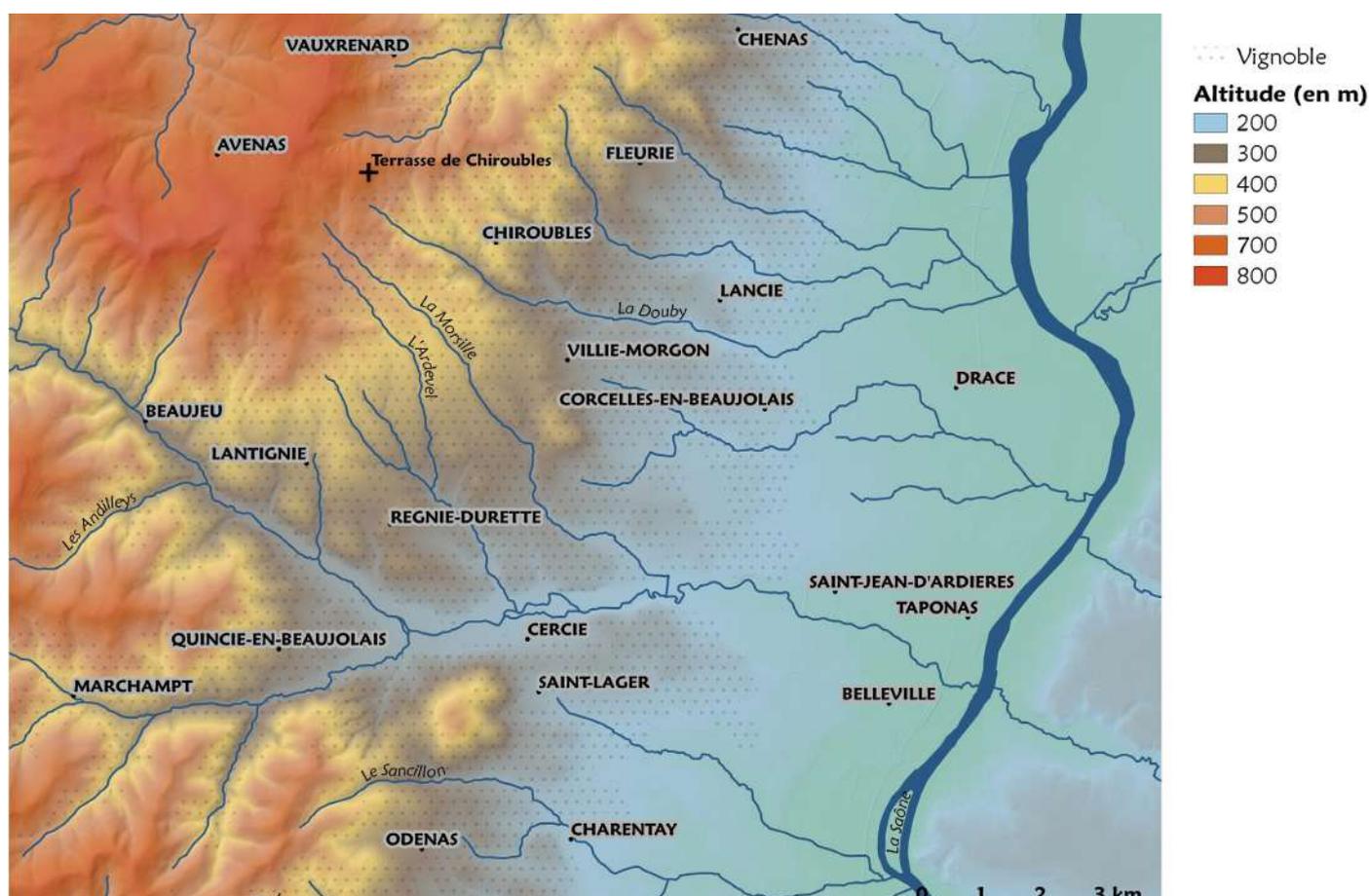


Figure 1 : Localisation de la Terrasse de Chiroubles dans le secteur des crus du Beaujolais.

d'envergure et de ses conséquences géomorphologiques : l'effondrement de la Bresse. De multiples caractéristiques paysagères et culturelles soulignent cet accident tectonique majeur. Entre orogénèse varisque et orogénèse alpine, le site permet d'aborder plusieurs aspects de ces deux faits géologiques structurants de la géographie régionale.

Le présent article vise à détailler les différents enseignements géologiques du géosite de la Terrasse de Chiroubles.

2 - Contexte : entre site touristique et géosite

La Terrasse de Chiroubles correspond à une corniche naturelle du Beaujolais dominant la plaine de Saône et plus largement la plaine de la Bresse. Sa position élevée, à 450 m au-dessus de la Saône, permet d'observer la bordure orientale du Massif central entre les monts du Lyonnais, au sud, et les reliefs du Mâconnais, au nord. Le vignoble du Beaujolais vient s'asseoir sur ce coteau continu, ponctué de sommets isolés, tels que le Mont d'Or Lyonnais, le mont Brouilly et la Côte de Py.

De par sa localisation en surplomb des grands crus du vignoble beaujolais, de par sa géomorphologie caractéristique du substrat granitique et enfin grâce au panorama régional qu'elle offre, la Terrasse de Chiroubles est un site touristique majeur du Beaujolais, ainsi qu'un géosite d'importance du Géoparc Beaujolais.

2.1 - Panorama des crus du Beaujolais

Le vignoble du Beaujolais réunit douze appellations viticoles dont dix crus. Le site de la Terrasse de Chiroubles est une vitrine touristique du vignoble, son paysage s'ouvre sur huit de ces crus. Le site est également aménagé pour faciliter la lecture d'un panorama géologique du Beaujolais en s'appuyant sur les caractéristiques du terroir. Le Gamay noir est très majoritairement utilisé dans le vignoble, une uniformité de cépage qui amène à établir un lien fort entre le substrat géologique et la pluralité gustative des vins du Beaujolais. Les dix crus reposent sur trois principaux groupes de sols, distincts par leur lithologie : les sols sur granite, les sols sur alluvions et colluvions de piémont et les sols sur roches volcaniques métamorphisées. Le bureau d'étude Sigales comptabilise sur l'ensemble des crus une vingtaine de types de sols en s'appuyant sur des critères d'acidité des roches, de profondeur des sols et en incluant les quelques lentilles marno-calcaires du secteur (Sigales 2014).

2.2 - La démarche du Géoparc Beaujolais

En 2018, le Beaujolais obtient le label « Géoparc Mondial UNESCO », en reconnaissance de ses spécificités géologiques et de la visibilité de sa géodiversité au travers du patrimoine bâti et du patrimoine culturel, incluant le vignoble. La richesse d'un Géoparc est valorisée par des actions et l'amé-

nagement de sites d'intérêt : les géosites. Il s'agit de sites sélectionnés pour la rareté ou la représentativité du fait géologique qu'ils permettent d'observer. Les géosites sont également choisis pour leur intérêt pédagogique, l'un des objectifs étant d'illustrer les grands phénomènes géologiques. La Terrasse de Chiroubles est l'un d'entre eux. Le site est positionné sur un granite varisque d'âge carbonifère (dit « granite des crus » ou « granite d'Odenas-Fleurie », Figure 2), comprenant plusieurs formes d'altération. La géomorphologie de ce paysage granitique et la large ouverture panoramique ont été des arguments pour faire de la Terrasse de Chiroubles un géosite à haute valeur pédagogique.

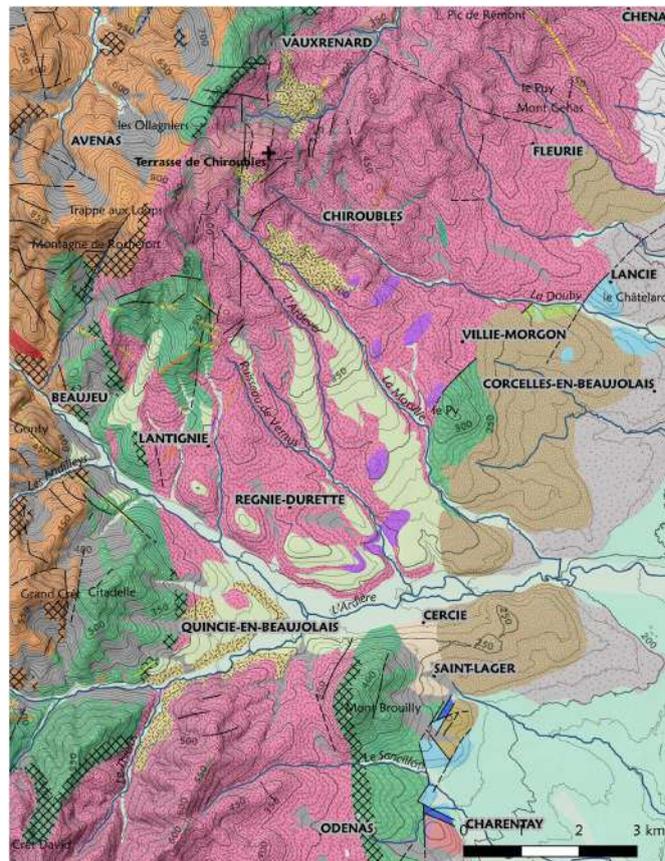


Figure 2 : Carte géologique du secteur de Chiroubles (d'après carte géologique au 1/50 000 du BRGM).

3 - Un exemple complet de la géomorphologie du granite

La géomorphologie d'une roche renvoie aux structures ainsi qu'aux sols formés par son altération. L'altération d'une roche implique de très nombreux facteurs, à commencer par son hétérogénéité. Si la composition chimique et minéralogique du granite demeure globalement constante, des variations dans la dimension des minéraux peuvent intervenir dans son évolution pédologique, dans sa dégradation. La sensibilité de certains minéraux à l'action de l'eau, les faibles variations dans la structure pétrographique, la fracturation de la masse rocheuse (diaclasses, failles) et l'action du climat vont à la fois induire l'altération du granite et conditionner la vitesse de cette altération.

3.1 - Les chaos de blocs

L'un des aspects les plus caractéristiques de l'altération des granites est la formation de chaos de blocs (Figure 3). L'hydrolyse du granite par l'eau est active suivant des plans préférentiels, notamment le long des diaclases. En agissant en profondeur dans le granite sain par ces petites fractures naturelles, l'attaque chimique de l'eau parvient à isoler et dé-



Figure 3 : Chaos de blocs granitiques sur le sentier d'interprétation de la Terrasse de Chiroubles.

gager progressivement des quartiers de roche. Les mécanismes d'érosion évacuent alors le produit de l'hydrolyse et la partie superficielle des blocs, lesquels finissent par former un amoncellement cohérent ou disparate. L'exposition directe des blocs aux agents météorologiques, en particulier aux pluies, modère l'altération du granite. En effet, un granite sain non affleurant subit l'hydrolyse de l'eau s'infiltrant inexorablement en profondeur. Dans le cas d'un granite parvenu à l'affleurement, l'eau ruisselle dessus plus qu'elle ne s'y infiltre, retardant ainsi la dégradation chimique.

3.2 - La formation de l'arène granitique ou « arénisation »

Comme chaque substrat rocheux, le granite est soumis à l'altération mécanique et chimique. Les actions météorologiques associées au lessivage des éléments chimiques par infiltration d'eau induisent la formation des sols au dépens des roches mères (« pédogénèse »), les produits de ces actions déterminant la nature des sols qui s'établiront sur le substrat géologique.

L'altération du granite produit essentiellement deux matériaux : des sables et des argiles. Sur un sol jeune, la partie sablonneuse est composée de grains de quartz et de feldspath. Dans un second temps, les feldspaths se dégradent en argile. Les sols sablonneux sur granite sont nommés « arènes granitiques ». Les roches de composition similaire telles que le gneiss ou certaines roches volcaniques peuvent aboutir à ce même type sol.

L'arénisation est l'aboutissement d'une lente dissociation des minéraux du granite, en l'occurrence

des quartz, des feldspaths et des micas (Figure 4). Dans les processus d'altération, les micas sont les premiers à subir la dégradation, ils fournissent alors des argiles. L'altération n'est pas homogène sur un ensemble granitique. Elle dépend en grande partie des fragilités de la roche initiale, des fractures (failles, diaclases) ou de la moindre structure facilitant la circulation de l'eau et par conséquent une hydrolyse localisée.

Le mode d'altération du granite est dépendant des facteurs climatiques. En contexte tempéré (incluant le Beaujolais), l'altération chimique représente un quart de la totalité du matériel évacué par l'érosion, contre trois quarts par l'altération mécanique. En région tropicale, l'altération chimique est cette fois prépondérante (J.-C. Maurin *et al.* 2005).

3.3 - Les filons de quartz

Les massifs granitiques sont fréquemment entrecoupés de filons de quartz. La morphologie de ces filons est assez uniforme. En coupe, ils forment des structures allongées et biseautées aux extrémités. Leurs dimensions sont en revanche très variables, allant de quelques millimètres d'épaisseur pour quelques centimètres de longueur à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseurs pour plusieurs kilomètres de longueurs.

Les filons sont majoritairement composés de quartz. Ils peuvent être minéralisés ou non, le terme « filon minéralisé » désignant un quartz filonien imprégné de substances métalliques ou halogènes (plomb, cuivre, zinc, manganèse, baryum, fluor, etc.). Le quartz des filons est également souvent enrichi en quartz microcristallin (calcédoine, parfois opale), en oxydes de fer (« quartz rouge ») ou en barytine (quartz barytique).

La genèse des filons est contemporaine ou postérieure au refroidissement du massif, ou « pluton », granitique. En profondeur, les parties encore chaudes du pluton (ou d'autres plutons sous-jacents) libèrent des fluides hydrothermaux. Ces fluides remontent vers la surface en générant des fractures ou en empruntant des fractures existantes. La décompression et le refroidissement des fluides induit la cristallisation des minéraux dissous, le minéral principal se cristallisant étant le quartz.

Le massif granitique des crus du Beaujolais présente un réseau dense de filons dans son extrémité septentrionale (Figure 5). On peut les diviser en deux catégories. Autour des communes de Fleurie et de Chénas, les filons sont peu minéralisés et suivent une direction de 150°N, tandis que dans le secteur de Chiroubles, ils sont davantage minéralisés et suivent une direction de 20°N.

Le plus important filon du secteur est observable au nord de Fleurie ; il mesure 25 mètres d'épaisseur (sur le tronçon le plus large) pour une longueur observable de 3,2 km. Très résistants à l'érosion, les filons marquent le paysage en formant des arêtes ou une série de reliefs alignés.

Sur le site de la Terrasse de Chiroubles, un filon

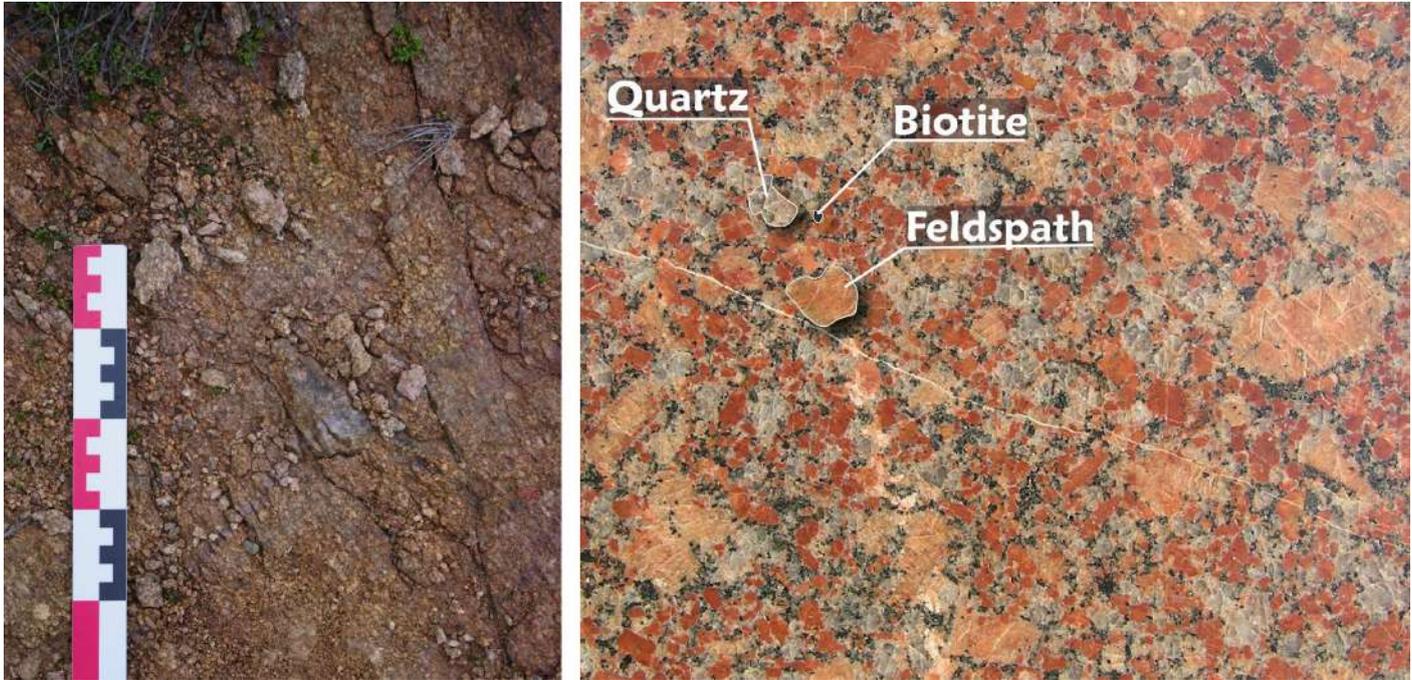


Figure 4 : A gauche, granite en cours d'arénisation sur la Terrasse de Chiroubles. A droite, coupe dans l'un des faciès, ici rouge et à grands cristaux (dit « porphyroïde »), du granite « des crus ».

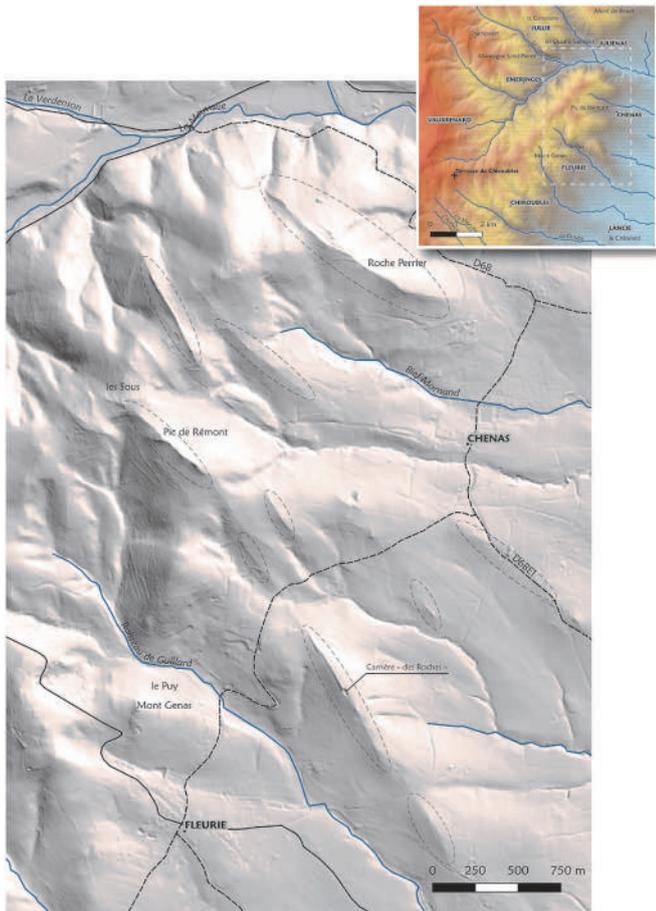


Figure 5 : Filons quartzitiques dans le massif granitique « des crus » du Beaujolais. Fond : ombrage d'après MNT à 5m (IGN)

s'étendant selon un axe N-S affecte localement le paysage en formant une crête rocheuse de 200 mètres de longueur (Figure 6a). Ce filon est nommé « Tombeau de Gargantua », en référence à une légende plaçant à Chiroubles la tombe du géant de Rabelais. Le filon de Chiroubles est partiellement minéralisé, les oxydes de fer apparaissent sous forme de rubans rouges. Certains blocs permettent

d'apprécier d'anciens phénomènes d'écoulement de fluides (nature « fluidale ») qui ont affecté le filon (Figure 6b).

Les filons sont généralement installés dans d'anciens accidents tectoniques (failles ou diaclases) découpant un corps rocheux. Ils peuvent aussi favoriser la genèse d'accidents tectoniques ultérieurs



Figure 6a : Filon de quartz dit « Tombeau de Gargantua » sur la Terrasse de Chiroubles.



Figure 6b : En haut à droite : structures « fluidales » dans le quartz du « Tombeau de Gargantua ». En bas à droite : miroir de faille dans le même filon de quartz.

à leur formation. Ils se comportent alors comme des zones de fragilité, guidant la mise en place d'un réseau de failles. Le filon de la Terrasse de Chiroubles garde en mémoire une activité tectonique. On peut y observer des miroirs de faille, des stries laissées par le mouvement et le frottement d'un pan de roche contre un autre (Figure 6b).

4 - Un observatoire de la géologie à plusieurs échelles

4.1 - Le fossé d'effondrement de la Bresse

En surface, la Bresse également nommée « fossé Bressan », est remarquable par sa morphologie de plaine orientée nord-sud et encadrée par deux reliefs, le Jura à l'est et le Massif central à l'ouest. En profondeur, des accidents tectoniques (failles) déterminent le contraste entre la Bresse et les massifs montagneux voisins. L'orogénèse alpine amorcée à l'aube du Tertiaire a considérablement affecté la structuration des massifs plus anciens, parmi lesquels les reliques de la chaîne varisque. La surrection des Alpes a induit un étirement du Massif central. Cet distension a impliqué des effondrements de blocs de dimension régionale, en l'occurrence les Limagnes, le Roannais et le Forez, ainsi que la Bresse (Figure 7, Varet & Maury 1980, Michon 2001). Des failles majeures marquent les limites de ces blocs régionaux. La limite occidentale de la Bresse est délimitée par la faille dite « de Romanèche ».

L'effondrement des blocs régionaux a facilité les remontées de magma et ainsi l'émergence du volcanisme tertiaire du Massif central, notamment celui de la chaîne des Puys.

4.2 - Topographie de la côte viticole

La faille majeure « de Romanèche » délimite les deux ensembles géologiques et géographiques que sont le Beaujolais et la Bresse (Dombes dans la partie sud de la Bresse). Cette faille longiligne est à l'origine de la topographie en coteau suivant un axe 10°N . La côte où vient s'implanter le vignoble, bénéficiant d'une exposition est-sud-est, est percée de vallées perpendiculaires. Les cours d'eau creusant ces vallées sont pour la plupart des affluents directs de la Saône. La topographie des zones interfluves, entre chacune de ces vallées, présente une morphologie en colline allongée, plate sur le sommet et aux fortes pentes sur ses flancs.

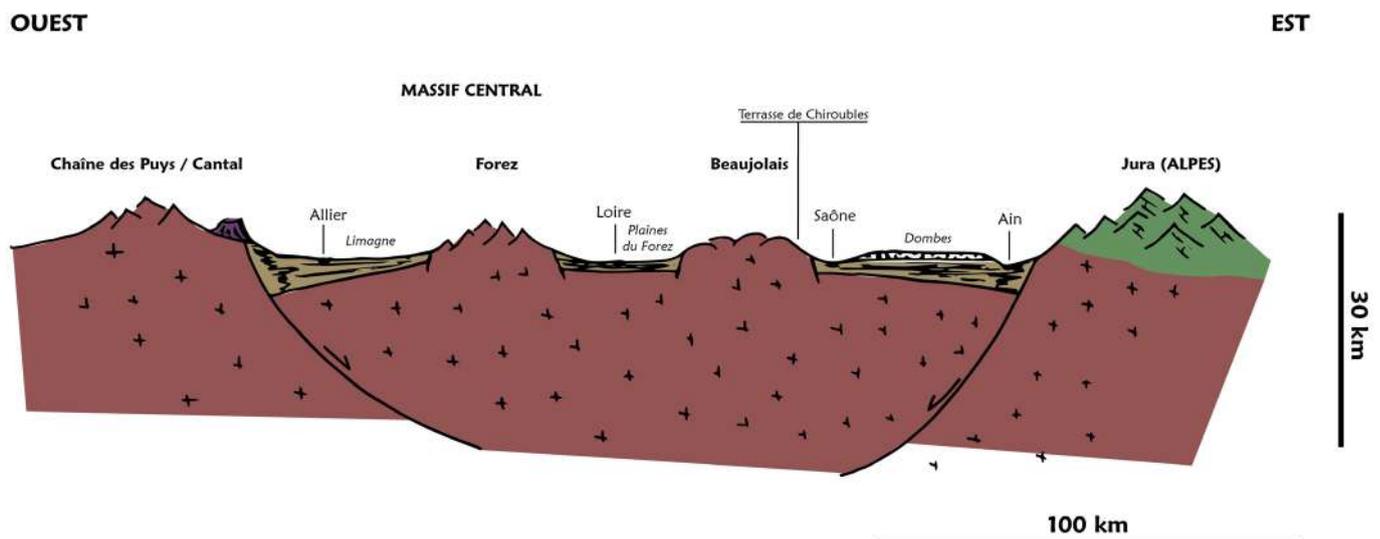


Figure 7 : Coupe schématique entre les monts du Cantal et le Jura montrant les trois grands bassins d'effondrement oligocènes.

L'homogénéité de la côte beaujolaise est rompue par quelques reliefs isolés, avancés sur la plaine de Saône. On peut citer le mont Brouilly et la « Côte de Py », bien visibles depuis la Terrasse de Chiroubles. La lithologie explique en partie ces anomalies topographiques. Qu'il s'agisse de la Côte de Py ou du mont Brouilly, on retrouve dans les deux cas la zone de contact entre le granite des crus et les roches magmatiques du Dévonien. Celle-ci est marquée par un métamorphisme de moyenne à haute température (entre 300 et 800°C) et indiquée par l'affleurement de cornéennes. La cornéenne présente une forte résistance à l'altération, sa présence généralement en sommet de relief signale sa contribution dans la construction de la topographie locale.

4.3 - Une relique de la chaîne varisque

Les granites n'affleurent qu'à la faveur d'une érosion très importante des massifs montagneux, issus

En Beaujolais, l'essentiel des roches à l'affleurement s'est formé au cours de l'orogénèse varisque ou a été remobilisé par elle. Parmi ces roches « varisques », ou « hercyniennes », on compte les épais niveaux de tufs volcaniques viséens (roches majoritaires en Beaujolais en termes de superficie). Ils témoignent d'une intense activité volcanique liée à la collision entre les blocs continentaux Gondwana et Armorica au Carbonifère, jouant en cela un rôle central dans l'édification du continent unique de la Pangée. Les tufs viséens ont une composition très similaire à celles des granites d'âge « namuro-westphalien » (« pensylvanien », aujourd'hui) du Beaujolais, comme le granite des crus (J. Arène *et al.* 1982). Le matériel magmatique ayant alimenté les volcans du Viséen pourrait avoir été recyclé dans les plutons plus tardifs comme celui du granite de crus (Figure 8). Ce dernier affecte les tufs viséens d'un métamorphisme de contact tout en ayant eux-aussi une composition très proche de ces tufs (Figure 9).

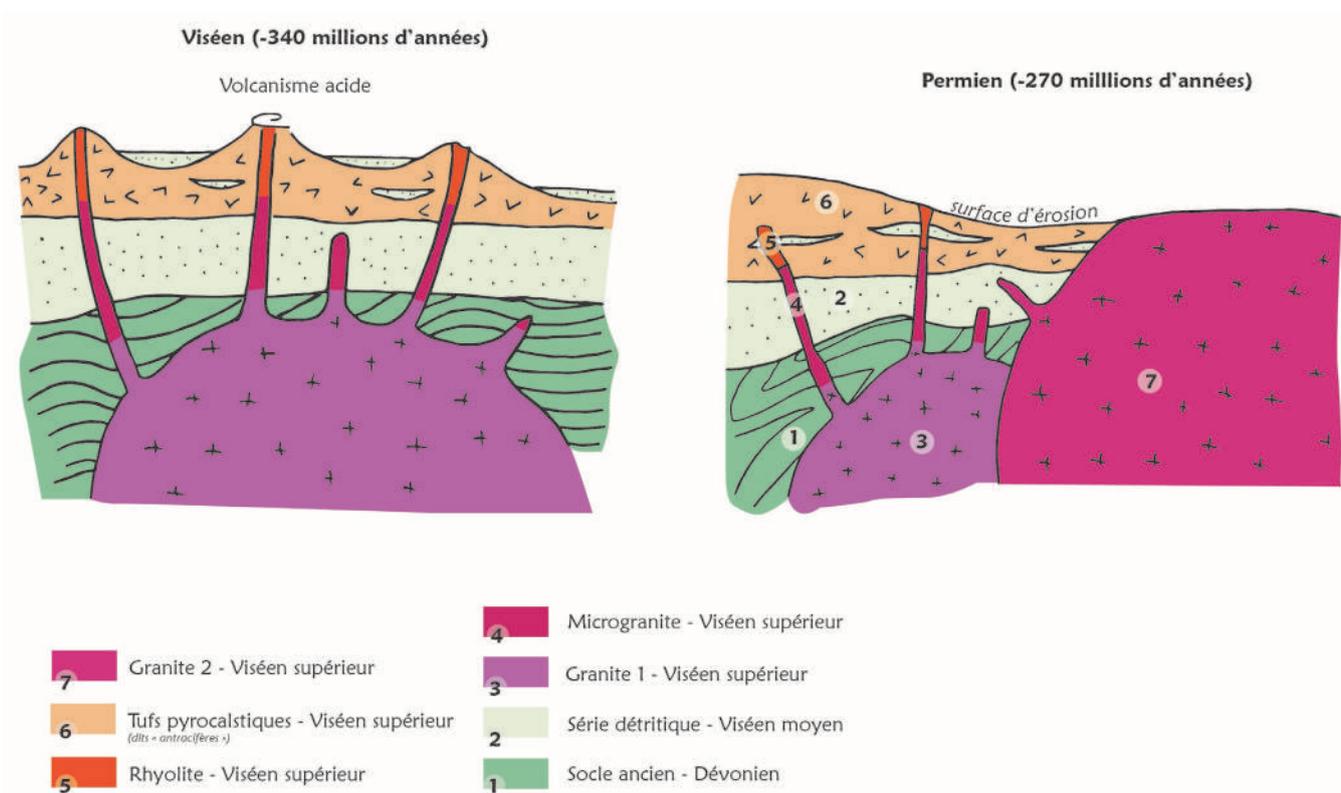


Figure 8 : Coupe schématique entre les monts du Cantal et le Jura montrant les trois grands bassins d'effondrements de l'Oligocène.

d'une collision continentale ou de soulèvements tectoniques. Dans le cas du granite des crus du Beaujolais, sa mise au jour ne fut possible que par l'érosion accentuée de la chaîne varisque du Carbonifère jusqu'au Trias puis par l'effondrement de la Bresse à partir de l'Oligocène.

Le terme « varisque » (on utilise aussi le terme « hercynien ») est relatif à l'orogénèse ayant structuré une grande partie de la géologie de l'Europe, de l'Afrique du Nord et de la frange orientale de l'Amérique du Nord. Cette orogénèse amorcée autour du Dévonien supérieur a laissé de nombreuses reliques sur l'espace d'extension de l'ancienne chaîne de reliefs. Le Massif central et le Massif armoricain sont deux de ces reliques.

5 - Activités et problématiques humaines sur le granite

5.1 - Le granite comme matériau de construction

À l'instar de la plupart des granites, le granite des crus présente un caractère isotrope. Cette propriété qui confère à la roche une grande homogénéité lui permet d'assurer plusieurs fonctions dans la construction, comme moellon et comme pierre de taille. Dans les bâtiments construits sur et à proximité du massif granitique des crus du Beaujolais, on retrouve des blocs de granite en pièce d'encadrement ou de chaîne d'angle. Seul le granite sain peut être utilisé en construction. Malgré l'abondance de ce

dernier, les calcaires importés du Sud du Beaujolais ou du Mâconnais, ou bien encore les grès du Trias local, sont largement privilégiés dans les pierres de

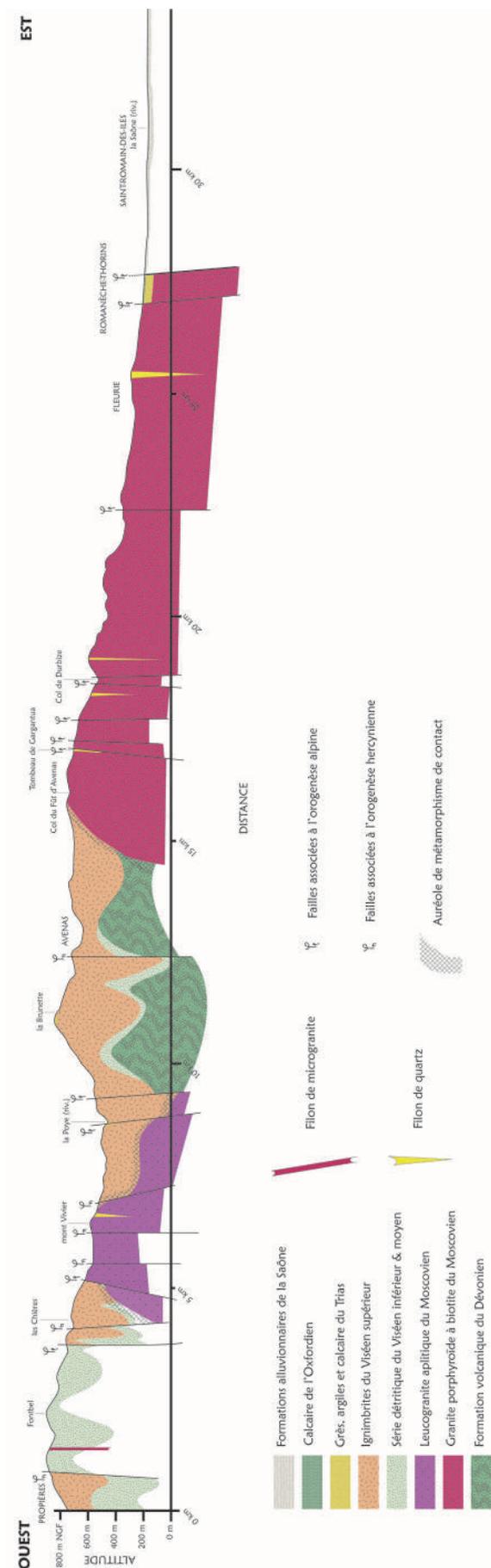


Figure 9 : Coupe géologique dans les monts du Beaujolais, à hauteur de Chiroubles (d'après carte géologique au 1 : 50 000, feuille de Beaujeu, levée par le BRGM).

taille.

Le granite est davantage exploité dans son faciès altéré, la « saprolite ». L'hydrolyse du granite conduit à la formation d'un matériau granuleux, l'arène. L'une des étapes de l'arénisation est l'élaboration d'un horizon de saprolite. Le granite conserve sa structure en « grains imbriqués », toutefois les grains ne sont plus cohésifs. La saprolite du granite peut alors s'exploiter à la pelle ou la bêche. On en retire du sable utilisable avec la chaux ou le ciment pour fabriquer du mortier. Localement, le granite altéré est nommé « gore », « gorrh » ou même, improprement, « grès ». De nombreuses carrières sont visibles sur les granites et les microgranites du Beaujolais.

5.2 - Érosion des sols

En milieu tempéré, l'altération mécanique est le principal vecteur de dégradation du granite et de décapage des sols sur granite. La sensibilité à l'altération mécanique sous-entend un rôle prégnant des pluies et du ruissellement dans le processus d'érosion. En Beaujolais, les différences culturales peuvent accentuer cette sensibilité. Le granite des crus du Beaujolais est presque intégralement recouvert de vignes, favorisant son érosion en cas de forte pluviométrie.

Les événements orageux sont particulièrement dévastateurs pour les sols viticoles en pente, tels ceux de Chiroubles. Plus au nord, dans le vignoble de Côte d'Or, des dénudations de $3 \text{ mm} \pm 1$ de sol ont pu être enregistrées sur un seul événement orageux (J.-P. Garcia *et al.* 2007). La fraction la plus grossière du sol évacué par la pluie est récupérable en bas de pente. La fraction fine est quant à elle perdue, chassée par le ruissellement.

La pédogénèse sur les substrats granitiques étant lente, une érosion intense en cas d'événements orageux amène à la stérilisation des parcelles, dépourvues de sol. Ce phénomène s'observe aujourd'hui dans les crus du Beaujolais sur substrat granitique.

6 - Conclusion

Le site de la Terrasse de Chiroubles illustre au travers de sa géologie une grande variété de phénomènes géologiques et pédologiques. Le sentier aménagé autour du « Tombeau de Gargantua » apporte un exemple de chaque forme d'altération du substrat granitique, depuis la saprolite jusqu'à l'arène en passant par les chaos de blocs. Le filon en lui-même apporte un bon exemple des mécanismes hydrothermaux accompagnant la formation d'un pluton ou postérieurs à celui-ci.

Sur le plan du paysage, la vue dégagée sur le fossé d'effondrement de la Bresse donne une dimension régionale à l'interprétation géologique possible à Chiroubles.

La pluralité des thématiques abordables avec l'exemple du granite des crus fait de la Terrasse de Chiroubles un géosite à vocation pédagogique de tout premier plan.

Ressources bibliographiques

ARENE J., BAMBIER A., CARROUE J.-P., DEBRAND-PASSARD S., MONJUVENT G. & PUTALLAZ J., 1982. Notice explicative de la feuille de Beaujeu à 1/50 000, Carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM, 42 p.

GARCIA J.-P., BRENOT J., QUIQUEREZ A. & PETIT C., 2007. Erosion des sols viticoles par les événements orageux (Vosne-Romanée) : quels risques pour le futur ?, Global warming, which potential impacts on the vineyards? 10 p.

MAURIN J.-C., GILBERT F., ROBERT M. & CHURLAUD C., 2005. L'érosion chimique et l'érosion mécanique à long terme du substrat granitique (Vendée, France), C.R. Géosciences 337, 8 p.

MICHON L., 2001. Dynamisme de l'extension continentale. Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif central, Mémoire des Géosciences de Rennes, n°99, 303 p.

VARET J. & MAURY R.C., 1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire, 23 p.

La source de Saint-Fonds (Gleizé, Rhône) : traçages et qualité de l'eau

Bruno DUCLUZAUX, hydrogéologue
EKS Hydrogéologie, 69640 Lacenas, France

Résumé

Le système karstique de la source de Saint-Fonds (Gleizé) est le plus important du département du Rhône et du Beaujolais. Une série de 9 traçages des eaux souterraines a permis de préciser le bassin d'alimentation, qui s'étend sur au moins 3,5 km². Les vitesses d'arrivée du traceur sont rapides : de 93 à 355 m/h. Une caractéristique intrinsèque du système karstique de la vallée de la Galoche est le diamètre tracé de 1,5 m. La qualité de l'eau est médiocre à cause des concentrations en pesticides au-dessus de la norme européenne.

Abstract

The Saint-Fonds spring karst system at Gleizé is the biggest in the Rhône department and the Beaujolais. A series of 9 tracer tests enabled the determination of the drainage basin which extends on more than 3.5 km². Tracing velocities are quite fast, ranging from 93 to 355 m.h⁻¹. An intrinsic characteristic of the karst system of the Galoche's valley is the traced diameter of 1.5 m. Water quality is poor due to pesticide concentrations above the european standard.

1) Introduction

La source karstique de Saint-Fonds est l'une des plus importantes sources naturelles du département du Rhône et du Beaujolais. Elle est située sur la commune de Gleizé, à moins d'un kilomètre de la commune de Villefranche-sur-Saône. Les jaugeages réalisés donnent des débits de 28 l/s à 90 l/s. Le bassin d'alimentation du système karstique est constitué par les calcaires du Jurassique moyen (Bathonien principalement) de la vallée de la Galoche sur les communes de Pommiers et d'Anse (Fig. 1). La première mention historique est un poème de Jean Godard « La Fontaine de Saint-Font » écrit en 1594 (Branche 2016). La source a été ensuite aménagée avec des bassins aériens et souterrains pour alimenter un béliet hydraulique qui remontait les eaux jusqu'au château de Saint-Fonds. La qualité de l'eau est suivie depuis 2007 par l'Agence de l'Eau.

2) Matériels et méthodes

Une série de 9 injections de traceur dans le bassin d'alimentation supposé de la source a été réalisée d'octobre 1997 à août 2003. Pour 8 traçages, le traceur utilisé était l'ion iodure, et pour un traçage l'ion bromure. La détection du traceur était effectuée en continu par des capteurs chimiques. Pendant les traçages, le dispositif autonome de mesure a enregistré les concentrations en traceur avec un pas de 1 ou 5 minutes.

Six autres injections ont donné de très faibles restitutions avec des courbes peu précises. Ces 6 autres traçages ne sont pas décrits dans cet article.

Les résultats des 9 traçages sont la synthèse de

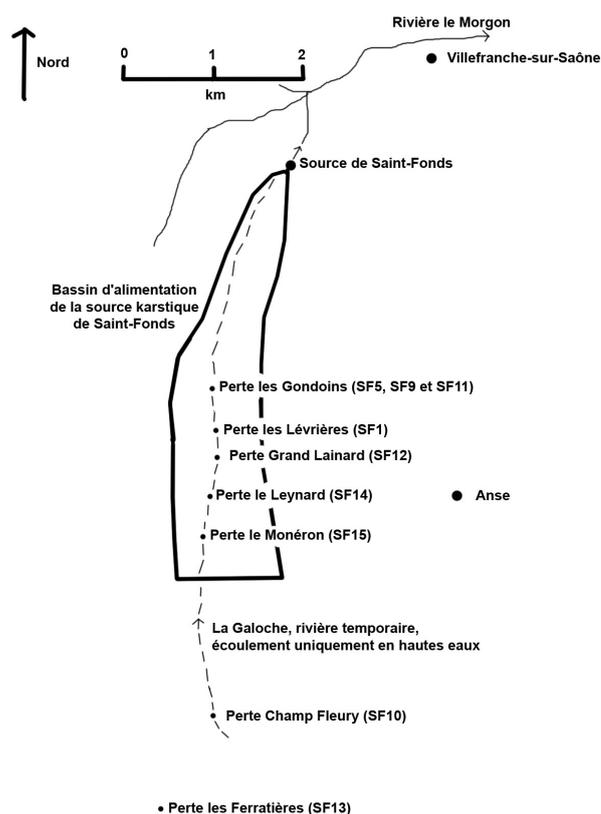


Figure 1 : Carte du bassin d'alimentation.

15 000 mesures de concentration en ion iodure. La méthodologie employée est décrite dans Ducluzaux 2001.

Les caractéristiques des 7 points d'injection de traceur et du point de surveillance sont données dans les tableaux ci-après. Trois injections successives ont eu lieu à la perte des Gondoins.

Les objectifs des traçages étaient la détermina-

Nom du point d'injection	Commune	X (m LRS)	Y (m LRS)	Z (m)	Quantité injectée (g l/m ³)	Débit moyen Nat.-Fonds (m ³)
Perte les Levrières	Fouzon	660 020	6 889 548	281	761	3 010
Perte les Carrières	Fouzon	669 971	6 840 821	280	177, 636 et 666	3 100
Perte Grand Lainard	Arco	660 041	6 889 171	287	300	4 605
Perte le Leynard	Arco	660 040	6 885 510	280	3 004 (30)	4 415
Perte le Monéron	Arco	669 968	6 885 300	280	1 075	4 600

Tableau 1 : Caractéristiques des 5 points d'injection avec une restitution dans la source de Saint-Fonds.

Nom du point d'injection	Commune	X (m LRS)	Y (m LRS)	Z (m)	Quantité injectée (g l/m ³)	Débit moyen Nat.-Fonds (m ³)
Perte Champ Fleury	Marcy	669 826	6 885 089	300	1 075	7 200
Les Ferraillères	Chassy	665 711	6 884 300	310	1 075	6 600

Tableau 2 : Caractéristiques des 2 points d'injection avec une absence de restitution dans la source de Saint-Fonds.

Point de surveillance	Commune	X (m LRS)	Y (m LRS)	Z (m)
Source de Saint-Fonds	Arco	661 046	6 843 000	280

Tableau 3 : Caractéristiques du point de surveillance : la source de Saint-Fonds.

tion du bassin d'alimentation de la source, l'étude quantitative des caractéristiques des écoulements souterrains et des essais de la méthodologie de mesure en continu des traceurs ioniques. Un traçage avec une faible quantité de traceur (107 g) pour une longue distance (3 100 m) a donc été réalisé. Un traçage à l'ion bromure a permis de tester ce traceur.

Pendant les traçages, le débit de la source a été mesuré par des jaugeages et des mesures manuelles de niveau d'eau.

Le volume écoulé et le diamètre tracé ont été

calculés. Le « diamètre tracé » est celui d'un cercle de surface égale au volume écoulé entre l'injection et le temps moyen divisé par la distance (Ducluzaux 2006). Le diamètre tracé pourrait être interprété comme le diamètre moyen d'écoulement entre la perte et la source.

Depuis avril 2007 la source karstique fait l'objet d'un suivi continu de sa qualité par l'Agence de l'Eau. La synthèse de la qualité de l'eau de la source karstique repose sur une série de 55 prélèvements d'eau effectués d'avril 2007 à octobre 2020. Ces

Nom	Date d'injection	Temps début	Vitesse remonte (m/s)	Vitesse descende (m/s)	Vitesse moyenne (m/s)	Vitesse écoule (m ³)	Dist. tracé (m)	Débit (m ³)
GP1	10/04/2007 14:35	03/04/14	078	241	174	4 400	1,3	48
GP2	18/02/2008 13:41	03/04/08	219	200	140	3 000	1,3	41
GP3	21/02/2008 14:35	03/04/08	300	190	147	6 200	1,7	64
GP4	06/04/2008 17:35	03/04/08	067	131	102	4 600	1,4	38
GP11	18/02/2014 13:45	03/04/14	300	210	130	6 100	1,3	67
GP14	06/07/2018 14:05	13/04/18	900	150	401	6 600	1,3	30
GP16	01/02/2019 08:30	03/04/19	10,3	70	01,5	6 600	1,3	30

Tableau 4 : Résultat du traçage à partir la perte de la Galoche, les Levrières.

Tableau 5 : Résultats des traçages à partir de la perte de la Galoche à Gondoin.

Tableau 6 : Résultats du traçage à partir de la perte de la Galoche au Grand Lainard.

Tableau 7 : Résultats du traçage à partir de la perte de la Galoche, le Leynard.

Tableau 8 : Résultats du traçage à partir de la perte de la Galoche, le Monéron.

prélèvements ont donné lieu à l'analyse de 30 340 paramètres. Quatre prélèvements d'eau par an sont effectués. Les analyses ont des seuils de quantification définis à l'avance. Si une substance ne peut pas être quantifiée au-dessus du seuil, le laboratoire indique « inférieur au seuil de quantification ». La majorité des 30 340 analyses sont des pesticides inférieurs au seuil de quantification.

3) Résultats

Neuf injections de traceur ont été effectuées en amont de la source de Saint-Fonds.

Sur les 9 traçages, 7 injections ont donné des courbes de restitution à la source de Saint-Fonds.

Les résultats des traçages sont données ci-contre (bas de page). Le débit mentionné est le débit moyen de la source de Saint-Fonds pendant le traçage.

Le dernier traçage a prouvé la relation entre la perte de la Galoche au Monéron et la source de Saint-Fonds. Pour parcourir la distance de 4 950 m, le traceur a mis 2 jours et 5 heures (SF15) (Figure 4).

Sur les 9 traçages, 2 injections n'ont pas donné de restitution à la source de Saint-Fonds. Les points d'injection sont donc probablement en dehors du bassin d'alimentation de la source. Le traceur est

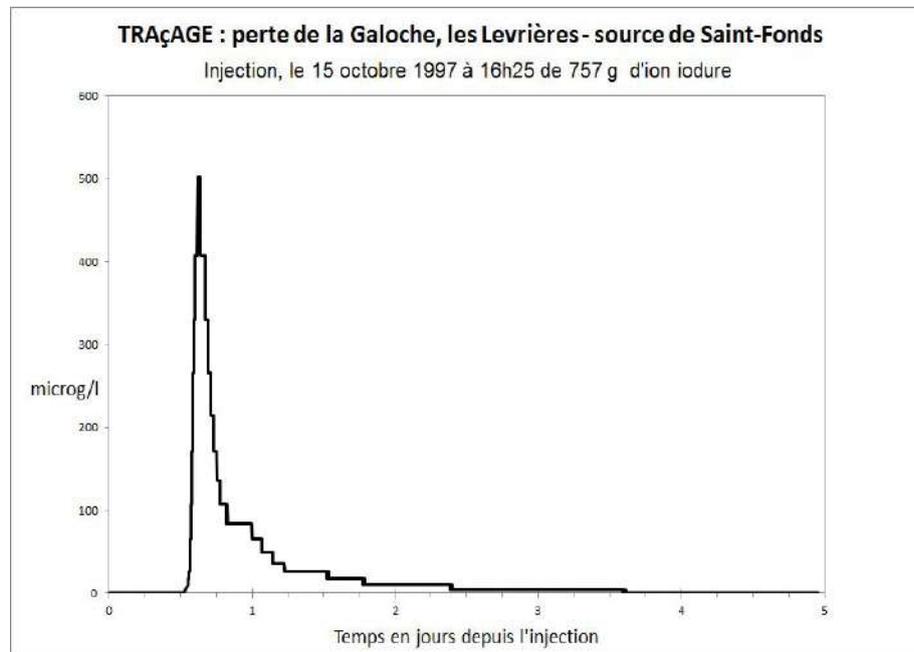


Figure 2 : Courbe de restitution du traçage de la perte de la Galoche, Les Levrières (SF1).

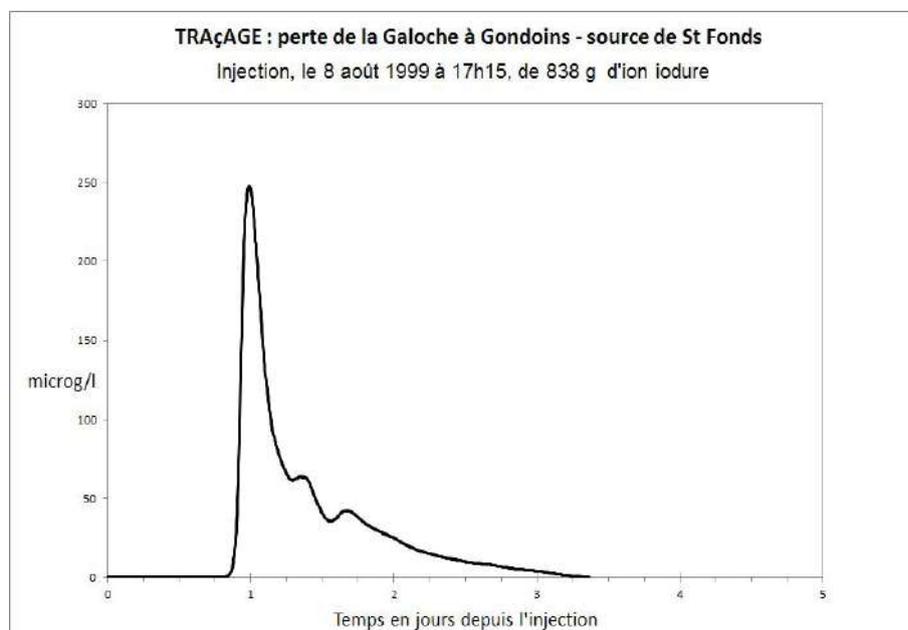


Figure 3 : Courbe de restitution du troisième traçage de la perte de la Galoche à Gondoins (SF11).

Le premier traçage a donné une vitesse d'arrivée de 273 m/h entre la perte de la Galoche Les Levrières et la source de Saint-Fonds (SF1) (Figure 2).

La courbe de restitution du troisième traçage effectué à partir de la perte de la Galoche à Gondoins (SF 11) montre trois pics différents (Figure 3).

donc ressorti dans d'autres sources, peut-être à la source karstique « la Grand-Fond » à Lozanne située au sud des affleurements calcaires du Jurassique.

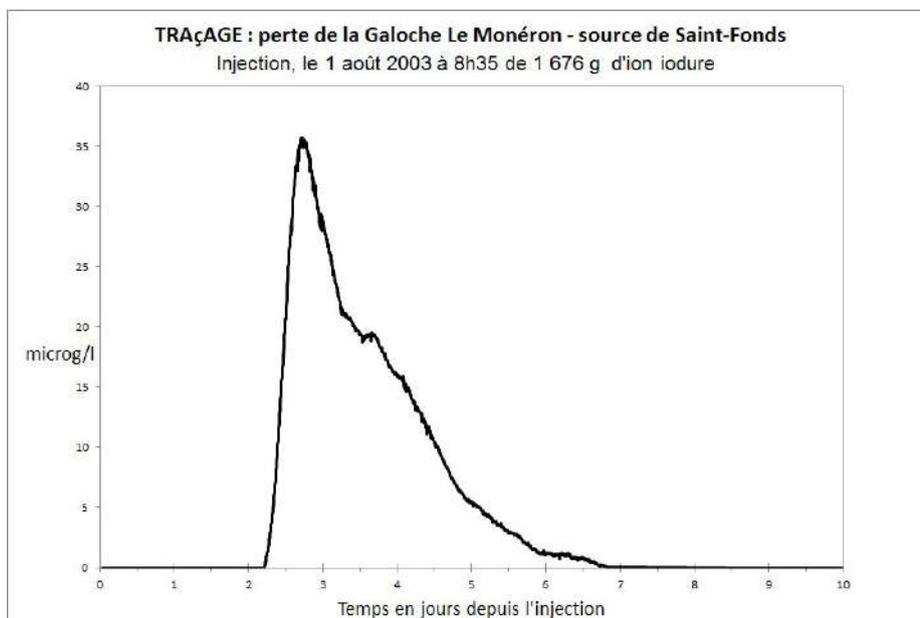


Figure 4 : Courbe de restitution du traçage de la perte de la Galoche, Le Monéron (SF15).

Qualité de l'eau

Depuis 2007, une évaluation annuelle de la qualité de l'eau est réalisée par l'Agence de l'Eau en utilisant le SEEE (Système d'Évaluation de l'État des Eaux). L'eau a toujours été de qualité médiocre, c'est-à-dire ne respectant pas les normes de qualité européennes.

Les paramètres déclassants sont : Atrazine déisopropyl / Atrazine déséthyl déisopropyl / 2 6 Dichlorobenzamide / Terbutylazine déséthyl / Terbuméthon déséthyl- / Norflurazon desméthyl / Total pesticides. Les normes européennes sur la qualité des eaux souterraines sont donc dépassées sur 6 produits de dégradation de pesticides et sur la somme des concentrations en pesticides.

Les concentrations en nitrates sont comprises entre 19 et 31 mg/l, donc conformes à la norme de 50 mg/l, mais très supérieures à la concentration naturelle de quelques mg/l.

La qualité bactériologique est souvent mauvaise. Cela est normal pour une source karstique, car le karst ne filtre pas les eaux.

Des polluants émergents, sans normes actuellement, sont quantifiés : Bisphénol A, n-butyl phtalate, caféine, nicotine (résidu du tabac), médicaments (paracétamol, metformine).

La figure 5 montre des concentrations supérieures à la norme européenne. La source de Saint-Fonds n'atteint donc pas le bon état chimique qui aurait dû être atteint en 2015 d'après la Directive Cadre sur l'eau.

De plus, on note une absence de tendance à la baisse de ces produits de dégradation de pesticides, alors que les pesticides Terbuméton et Norfluazon utilisés dans le désherbage de la vigne sont interdits depuis 1999 et 2003. La courbe montre même une augmentation en 2016, et surtout en 2020, du norfluazon desméthyl.

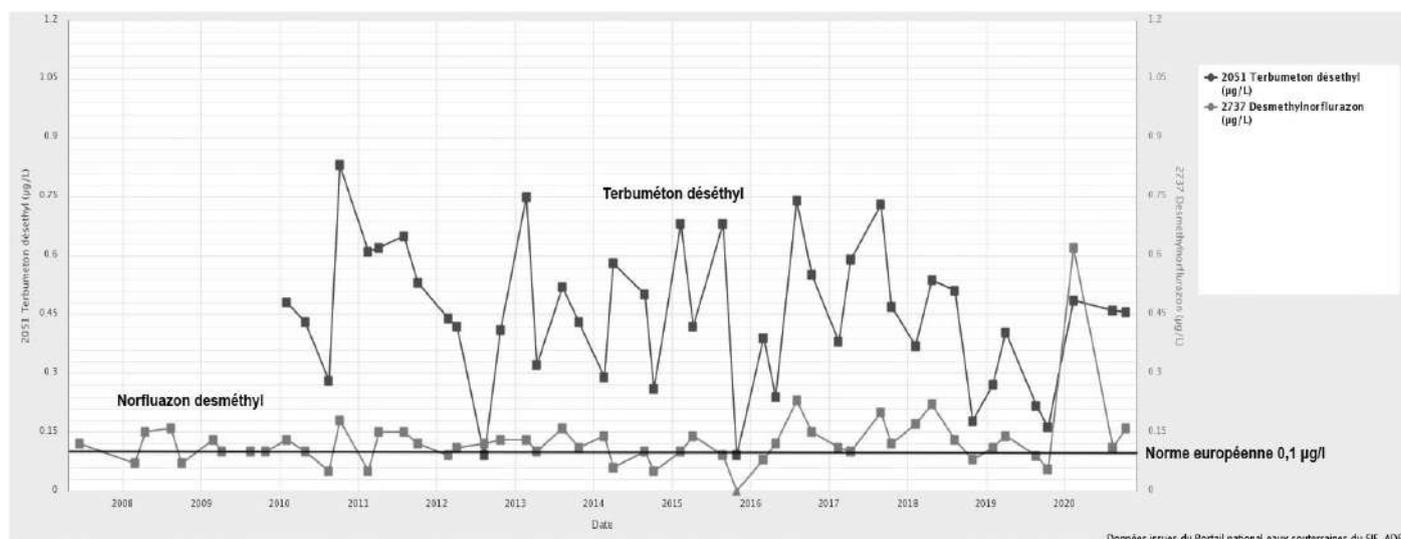


Figure 5 : Evolution du terbuméton déséthyl et du norfluazon desméthyl par rapport à la norme européenne de 0,1 µg/l.

4) Interprétations

Les 7 traçages réussis montrent que la vitesse du traceur n'est pas une caractéristique intrinsèque du système karstique, puisque la vitesse d'arrivée varie de 93 m/h à 355 m/h selon les conditions hydrologiques au moment du traçage. Le diamètre tracé, qui varie de 1,3 à 1,7 m, est une caractéristique plus constante du système tracé. Un diamètre tracé de l'ordre de 1,5 m peut être pris comme une caractéristique intrinsèque du karst de la vallée de la Galoche. Le diamètre tracé peut être interprété comme le diamètre moyen d'écoulement entre la perte et la source.

Les vitesses des traçages sont importantes pour un système karstique, se rapprochant de celles des rivières de surface. L'écoulement entre les pertes et la source devrait se faire au moins en partie dans une rivière souterraine coulant dans une galerie. Les valeurs basses du diamètre tracé, par rapport à d'autres systèmes karstiques, confirment ce résultat.

Pour les traçages à partir de la perte de Gondoins, le volume écoulé et le diamètre tracé augmentent avec le débit de la source de 41 l/s +/- 3 à 84 l/s. Ce résultat montre un écoulement, au moins partiel, dans une rivière souterraine à l'air libre (SMART C.C. 1988).

Un aspect contradictoire est la vitesse élevée du traceur et la pollution permanente par les pesticides. Normalement avec une vitesse élevée, les polluants devaient quitter rapidement le système karstique et la qualité de l'eau s'améliorer.

Une explication est que les pesticides sont stockés dans des systèmes annexes au drainage principal mis en évidence par les traçages. Ces milieux annexes peuvent être le sol, l'épikarst ou des aquifères à faible perméabilité situés autour des calcaires bien karstifiés. Les eaux polluées par les pesticides, probablement d'un volume très important (des millions de m³ par rapport aux volumes écoulés de quelques milliers de m³) seraient donc rejetées en permanence dans le drain karstique rapide, d'où une pollution constante à la source, et une eau non conforme aux normes en vigueur. Cependant ce phénomène ne peut expliquer que des pesticides interdits depuis 2003 continuent d'augmenter en 2016 et 2020.

La courbe de restitution du troisième traçage effectué à partir de la perte de la Galoche à Gondoins montre plusieurs pics qui pourraient correspondre à des diffluences de l'écoulement souterrain avec des temps de parcours différents. Les figures 2 et 4 contiennent également un ou deux pics secondaires moins visibles.

5) Conclusion

Les traçages ont permis de préciser le bassin d'alimentation de la source de Saint-Fonds. Le bassin d'alimentation révélé du système karstique est de 3,5 km² (calcul à partir des limites de la figure 1). Cependant, la pollution permanente aux pesticides de la source implique que des réserves d'eau polluée sont présentes probablement en dehors du bassin d'alimentation mis en évidence par les traçages. Une caractéristique intrinsèque du système karstique de la Galoche est le diamètre tracé d'environ 1,5 m.

Ressources bibliographiques

BRANCHE P. 2016. Fontaines miraculeuses en Beaujolais. Académie de Villefranche et du Beaujolais.

DUCLUZAUX B. 2001. Mesures en continu et in situ des traceurs par des capteurs chimiques. Application à l'ion iodure. Sciences et Techniques de l'Environnement, Besançon, France, mém. H.S. 13: 129-132.

DUCLUZAUX B. 2006. Classification et propriétés des traçages en fonction du temps de première arrivée du traqueur. 8th Conference on Limestone Hydrology, Neuchâtel, Suisse, 21th-23th September, 2006, 97-100.

SMART C.C. 1988. Quantitative tracing of the Maligne karst system, Alberta, Canada - Journal of Hydrology , 98: 185-204, 7 fig. - Elsevier, Amsterdam.

Étude géopédologique des terroirs viticoles du Beaujolais

Isabelle LETESSIER, pédologue

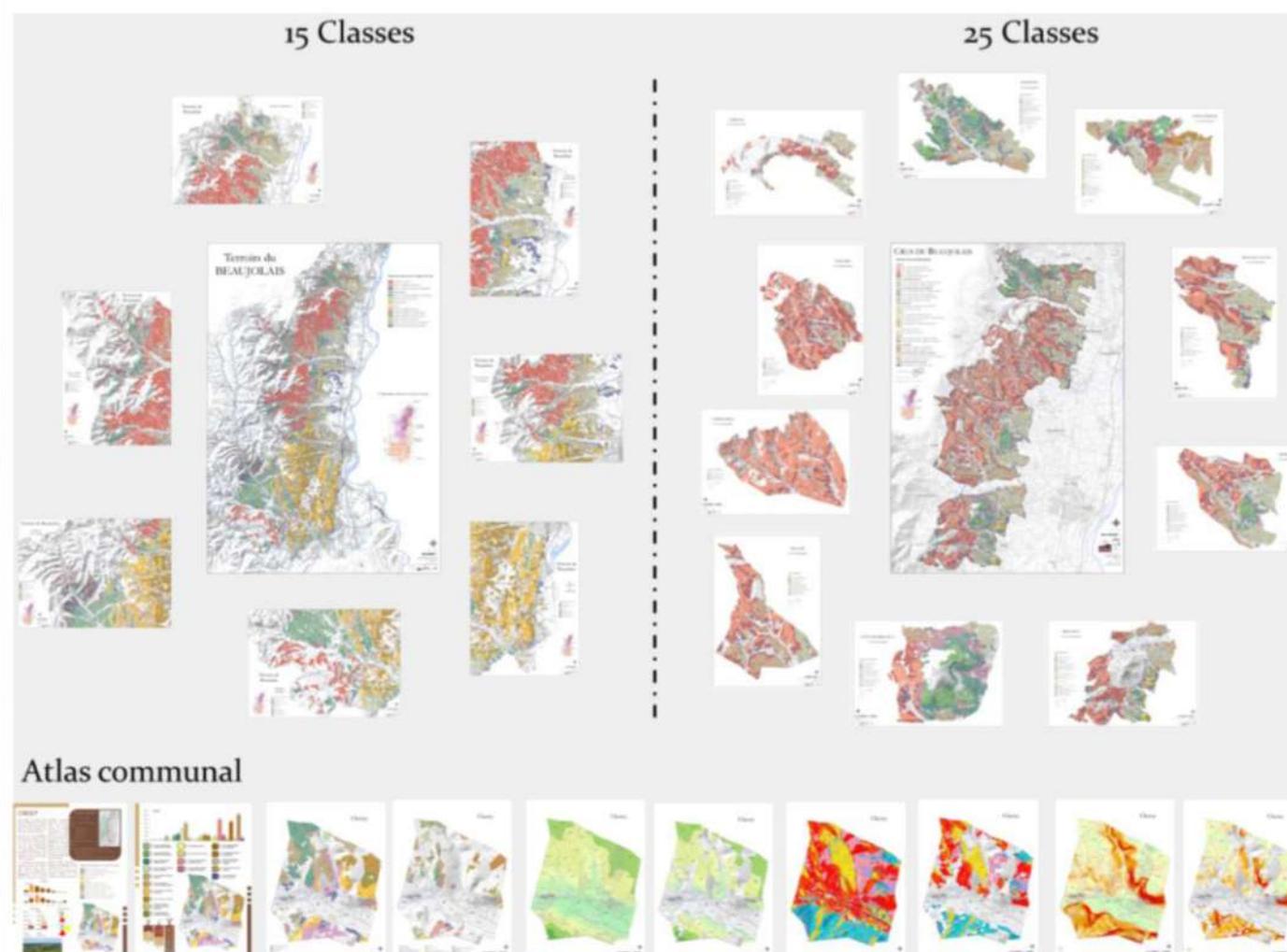
Bureau d'Etudes SIGALES, 38410 Saint-Martin-d'Uriage, France

Bienvenue en terrain connu !

Pourquoi une caractérisation des sols ? 99% de la matière qui constitue un sol viticole dérive de son « matériau parental ». La fraction organique ne représente en effet « que » 1 à 5% de son horizon de surface (0-30 cm). Et 5% à peine de ces matières organiques sont constitués de biomasse vivante. Si cette fraction est cruciale, chacun en est conscient, l'agencement et la nature des composants minéraux issus des matériaux parentaux restent déterminants pour expliquer une bonne partie des caractéristiques essentielles des sols : profondeur d'enracinement, texture (pourcentage d'argile, taille des sables, pourcentage de cailloux), pH, teneur en calcaire, teneur moyenne en matière organique..., donc pour apprécier leur capacité de stocker et

de redistribuer l'eau utile aux plantes. C'est en cela que la description de l'histoire géologique, mise en place et variété des roches du Beaujolais reste essentielle, préalable à la bonne compréhension puis au regroupement des sols en classes pertinentes.

L'étude s'est déroulée sur une durée de 8 années : le premier « coup de tarière » a été donné le 19 octobre 2009 et le dernier le 15 juin 2017. Environ 32000 ha, dont 18709 ha sont plantés, ont été parcourus. Un recensement des vignes a été réalisé à cette occasion.



1) Les moyens

Les observations de terrain

15302 sondages à la tarière ou observations ont été réalisés, et 979 fosses ont été ouvertes pour observer les « profils de sol » (dont 337 pour les Crus).

Les 979 fosses ont atteint en moyenne la profondeur de 172 cm, et une fosse sur deux dépasse 180 cm. Les dernières racines ou radicelles vivantes sont observées en moyenne à 140 cm. Nous demandions un maximum de 2 mètres de profondeur, pour des raisons pratiques et de sécurité. Ces chiffres sont donc appréciables et pas du tout prévus, ni par nous, ni par les viticulteurs.

74 fosses, moins de 8% du total, n'ont pas atteint le mètre de profondeur, dont 49 sont sur des granites ou autres roches siliceuses [1X], 16 sur roche calcaire dure [4X], 1 sur pierre bleue [2X] et 1 sur dépôt ancien à gros blocs [8X]. C'est très peu, d'autant que la puissance des tractopelles et la détermination des tractoristes n'étaient pas toujours égales. Attention ! Cela ne signifie pas que les 288 autres fosses sur granite [1X] soient profondes ! Mais, en réalité, que de très bonnes observations ont pu être faites dans des roches à peine altérées, rarement prises en compte habituellement faute de visibilité.

L'objectif fixé avec les professionnels est dépassé, et même largement pour les observations à la tarière puisque près de 3000 de plus ont été faites. La diminution des surfaces réelles plantées y est pour quelque chose, mais la motivation des vignerons, qui a bien soutenu celle des cartographes, y est pour beaucoup. Nous remercions ici chaleureusement nos vaillants correspondants ainsi que nos chefs de projets et tous les techniciens qui nous ont soutenus et aidés.

Les analyses de terre

957 analyses d'horizons de subsurface et 600 analyses d'horizons de profondeur ou de matériaux parentaux ont été réalisées par le laboratoire César. 70 pH eau supplémentaires ont également été mesurés par Sigales. Une vingtaine de fosses n'ont pas été analysées en surface car très remaniées (non représentatives).

L'ensemble des observations et résultats sont reportés dans la base de données générale et divers tableaux de calculs, dont sont extraits des illustrations colorées que nous voulons parlantes (médianes, toujours assorties du nombre d'échantillons, pour juger de la robustesse des résultats).

Une étude interactive

53 « visites du jeudi » et plus de 110 réunions (information préalable, choix des sites de fosses représentatives, validation des cartes.) ont été organisées. Plus de 1500 viticulteurs ont été directement associés aux travaux d'élaboration des cartes. Ces formations continuent et s'approfondissent grâce à Nicolas Besset de la Chambre d'Agriculture du Rhône.

2) Les résultats

Pour l'ensemble du Beaujolais classé (40229 ha) les cartographes ont dessiné 52639 polygones dont 40687 pour les parcelles classées et potentiellement « plantables » (32073 ha), une fois décomptés les 4007 ha de bois et 4074 ha de bâti ou carrières.

Les 18709 ha actuellement plantés sont caractérisés par 25030 polygones, d'une taille moyenne de 0.75 ha, mais dont la médiane se situe à 34 ares seulement (1 polygone sur 2 est donc plus petit).

Les cartes en 15 classes (tableau 1)

Les cartes en 15 classes « démitées » donnent une image, non des sols, mais des 62 matériaux parentaux, judicieusement regroupés, de l'ensemble des Appellations, soit 32062 ha.

On retient que les granites ou gneiss « 1XA » sont les matériaux les plus fréquents du planté (30%) comme du total (23%). 75% des surfaces 1XA sont plantées : c'est donc aussi le matériau le plus investi, très représenté dans les Crus, qui reste ainsi bien emblématique du Beaujolais !

Les cartes en 25 classes (tableau 2)

Les 8 premières des « 15 classes », rocheuses, sont éclatées selon plusieurs critères pour passer aux « 25 classes ». Ainsi les 1XA ou les 4XA des zones plantées regroupent des sols de caractéristiques différentes, mais il faut des observations à la tarière pour les localiser. Ces cartes en 25 classes, restreintes aux 18709 ha de parcelles plantées ont beaucoup plus de « trous », particulièrement dans le sud. Ce sont les plus pertinentes pour communiquer simplement sur les sols des principales communes viticoles.

Les cartes complètes

En réalité, avant ces regroupements en 15 ou 25 classes, les 18709 ha plantés ont été initialement renseignés par un code complet en 4 chiffres. Les cartographes ont utilisé 300 codes à 4 chiffres différents. En effet pour décrire les sols, les 62 « matériaux parentaux » de base sont déclinés selon 3 à 5 degrés d'évolution et 2 à 5 épaissements possibles.

Le bon entretien de ce patrimoine est assuré par les viticulteurs, ce qui n'est pas cartographiable, mais essentiel. Une bonne prise en compte de la diversité des sols exige tous ces détails, très utiles en zone de coteaux, on le comprend, mais pas uniquement comme le prouvent les délicates zones « 8 » de dépôts anciens.

Les paramètres importants

La « profondeur » du sol, on l'a vu, n'a que peu de rapport avec ce qu'en imagine un jardinier ou même un céréalier pour qui elle se réduit à la « couche arable » ou aux horizons « humifères ».

TOUT LE BEAUJOLAIS EN 15 CLASSES DE MATERIAUX PARENTAUX					
0XA- Surfaces Classées en bois , bâties ou remblayées non plantées				8 167 ha	% Planté / Total
		<i>planté</i>	<i>non planté</i>	Total	
1XA-Granites ou gneiss		5 646 ha	1 881 ha	7 527 ha	75%
1XC-Volcanites siliceuses		895 ha	1 375 ha	2 270 ha	39%
3XA-Grès ou schistes sombres du carbonifère		229 ha	348 ha	577 ha	40%
1XB-Plagiogranites		504 ha	971 ha	1 474 ha	34%
2XA-Roches volcaniques bleutées ou schisteuses		1 639 ha	1 381 ha	3 020 ha	54%
3XB-Roches grés-argileuses du Trias		294 ha	390 ha	684 ha	43%
4XA-Calcaires durs		1 675 ha	1 676 ha	3 351 ha	50%
5XA-Marnes		373 ha	248 ha	622 ha	60%
6XA-Eboulis et dépôts de pentes		564 ha	519 ha	1 083 ha	52%
7XA-Argiles résiduelles peu caillouteuses		361 ha	391 ha	752 ha	48%
7XB-Argiles résiduelles à chailles et silex		1 090 ha	976 ha	2 066 ha	53%
8XA-Dépôts anciens de piémont		2 994 ha	1 096 ha	4 090 ha	73%
8XB-Dépôts caillouteux anciens de piémont		1 762 ha	727 ha	2 488 ha	71%
9XA-Colluvions récentes de bas de pentes		683 ha	1 375 ha	2 058 ha	33%
		<i>planté</i>	<i>non planté</i>	Total	
Total classé - (hors 0XA)		18 709 ha	13 353 ha	32 062 ha	58%
Total classé				40 229 ha	

Tableau 1 : Classement des terroirs du Beaujolais viticole en 15 classes.

On voit dans les sols des Crus une forte proportion de « non évolués », qui sont minces et en majorité sur granite. Ils sont le plus souvent sur pente forte. La meilleure valorisation économique des Crus permet de conserver ces parcelles difficiles, qui sont les premières abandonnées dans les autres appellations. Les sols évolués et profonds des Beaujolais sont fréquemment les sols d'argiles à chailles et à silex localisés sur des grands plateaux.

On remarque aussi que les codes de profondeur minces (xxx2 et xxx3 des légendes complètes à 4 chiffres) sont fréquents dans les Beaujolais (1987 ha), mais ces sols minces ont un meilleur réservoir hydriques (médiane à 63 mm) car ils sont plus souvent enrichis en argile (issue de calcaires) que ceux des autres appellations (la médiane est à 49 mm dans les 1912 ha de sols minces des Crus par exemple).

Les valeurs de « réservoir hydrique facile » s'échelonnent entre 30 mm et 326 mm selon les sols, elles varient donc d'un facteur 10 !

La réserve hydrique moyenne, estimée comme « facile à utiliser » dans les fosses, est de 104 mm (ou litres/m²) : 84 mm pour les Crus, 90 mm pour les Beaujolais Villages et 130 mm pour les Beaujolais génériques. La « réserve racinaire » (plus forte car elle inclue une réserve plus difficile à utiliser) atteint 145 mm en moyenne (137 mm pour les Crus). Ces chiffres moyens sont plus faibles pour les Crus, bien que les profondeurs soient aussi bonnes en moyenne, ce qui n'est pas étonnant puisque les sols issus des granites, plus représentés en proportion, sont plus sableux, avec des sables très grossiers. Ces chiffres sont très indicatifs. Ils vont être progressivement étayés par confrontation avec les essais

LES 10 CRUS					LES BEAUJOLAIS -VILLAGES					LES BEAUJOLAIS				
Bois	658 ha	0X	RU "MOD-ALE"	En 10 Classes	Bois	3 309 ha	0X	RU "MOD-ALE"	En 10 Classes	Bois	13 404 ha	0X	RU "MOD-ALE"	En 10 Classes
Bati	438 ha				Bati	603 ha				Bati	3 108 ha			
12A1	1 436 ha	1X 3 422 ha 52%	45 mm	12A1	812 ha	1X 2 451 ha 52%	45 mm	12A1	467 ha	1X 1 400 ha 19%	45 mm			
12A2	160 ha			12A2	224 ha			12A2	230 ha					
12B1	674 ha			12B1	224 ha			12B1	82 ha					
12B2	974 ha			12B2	572 ha			12B2	221 ha					
17A	65 ha			17A	371 ha			17A	289 ha					
17B	114 ha	2X 651 ha 10%	70 mm	17B	249 ha	2X 557 ha 12%	70 mm	17B	111 ha	2X 432 ha 6%	70 mm			
22A	215 ha			22A	269 ha			22A	138 ha					
22B	384 ha			22B	247 ha			22B	102 ha					
26A	9 ha			26A	20 ha			26A	82 ha					
26B	43 ha			26B	20 ha			26B	110 ha					
30Bo		3X 15 ha 0%	80 mm	30Bo	5 ha	3X 45 ha 1%	80 mm	30Bo	48 ha	3X 233 ha 3%	80 mm			
30B	15 ha			30B	40 ha			30B	186 ha					
40A	15 ha	4X 58 ha 1%	70 mm	40A	11 ha	4X 49 ha 1%	70 mm	40A	507 ha	4X 1 569 ha 21%	70 mm			
40Ao	6 ha			40Ao	5 ha			40Ao	222 ha					
40B	5 ha			40B	15 ha			40B	274 ha					
40Bo	32 ha			40Bo	18 ha			40Bo	565 ha					
50B	17 ha	5X 20 ha 0%	200 mm	50B	30 ha	5X 66 ha 1%	200 mm	50B	170 ha	5X 287 ha 4%	200 mm			
50Bo	3 ha			50Bo	37 ha			50Bo	117 ha					
62B		6X 153 ha 2%	190 mm	62B	0 ha	6X 141 ha 3%	190 mm	62B	212 ha	6X 270 ha 4%	190 mm			
68B	153 ha			68B	140 ha			68B	58 ha					
70B	22 ha	7X 44 ha 1%	210 mm	70B	27 ha	7X 76 ha 2%	210 mm	70B	312 ha	7X 1 331 ha 18%	210 mm			
70X	21 ha			70X	50 ha			70X	1 019 ha					
80B	1 356 ha	8X 2 000 ha 30%	180 mm	80B	629 ha	8X 1 211 ha 26%	180 mm	80B	1 018 ha	8X 1 544 ha 21%	180 mm			
80X	645 ha			80X	583 ha			80X	527 ha					
90B	247 ha	9X 247 ha 4%	270 mm	90B	122 ha	9X 122 ha 3%	270 mm	90B	314 ha	9X 314 ha 4%	270 mm			
	6 611 ha		113 mm		4 718 ha		108 mm		7 380 ha		137 mm			
	7 706 ha		ru MODALE		8 630 ha		ru MODALE		23 893 ha		ru MODALE			

Tableau 2 : Classement des terroirs du Beaujolais viticole en 25 classes.

menés par la SICAREX depuis plusieurs années. Les variations locales (flons durs, sorties d'eau, fractures profondes) expliquent la forte incertitude de ces estimations, surtout dans les zones rocheuses.

Il y a moins de fosses par hectare dans les secteurs viticoles à sols très minces (rocher très dur qui affleure partout), et donc à très faible réserve hydrique. On doit transférer ces estimations moyennes, faites dans les fosses aux surfaces cartographiées de mêmes codes, dans les tableaux de répartition en 25 classes.

Cela donne évidemment des chiffres moins bas et change un peu le classement : 113 mm pour le réservoir hydrique moyen des Crus, 108 mm pour celui des Beaujolais-Villages et 137 mm pour celui des Beaujolais.

L'important reste de bien garder en mémoire, en particulier pour les 16 premières classes (is-

sues des matériaux parentaux rocheux durs), les différences qui n'apparaissent que dans les codes complets, différences bien réelles entre des hauts et bas, ou creux et bosses même légères, de parcelles : on ne passe pas d'un sol de 40 cm à un sol de 2 m sans une certaine gradation.

A l'échelle communale, Chiroubles, sans surprise, obtient le réservoir hydrique modal le plus faible, avec moins de 50 mm. 22 communes, dont 15 de surface viticole supérieure à 50 ha, sont au-dessous de 80 mm.

La topographie est également un volet important. De nombreux croisements entre les pentes et les appellations (en planté ou non planté), les sols, ou les communes, ont été réalisés, donnant des éclairages utiles et mettant en évidence des liaisons entre facteurs (ex : évolution forte / pente faible).

Les tableaux qui suivent montrent, par exemple, que le découpage basique en 15 matériaux parentaux a déjà des conséquences majeures sur de nombreux paramètres essentiels des sols.

Selon les colonnes, les différences sont parfois plus nettes en surface (teneurs en matière organique MO, cuivre Cu, potasse K, mais aussi manganèse Mn qui n'est pourtant pas « apporté »), parfois en profondeur (pH, teneurs en argile, magnésium Mg...).

On remarque dans la colonne « RU mm » (réservoirs hydriques estimés) la coupure nette entre les 5 premières lignes (1X à 4X = matériaux parentaux rocheux et durs) et les 6 suivantes (marnes 5XA et formations superficielles 6X à 9X) à réservoirs logiquement plus confortables.

Notons enfin que les analyses de profondeur ont été faites sur les sols plus profonds, et souvent moins pentus, de chaque classe, ce qui explique que les réservoirs estimés soient plus importants dans le tableau du bas.

3) L'utilisation des études de sol

Même si on ne peut établir un lien simple et univoque entre un vin et son sol, ce dernier reste un composant fondamental de l'expression finale du produit. Et, tel un ingénieur du son devant sa console, le viticulteur dispose d'une multitude de réglages, qui doivent être modifiés pour chaque millésime, en fonction de ses objectifs de production et de la fragilité de ses sols. Mais c'est avec la nature qu'il compose, et pas avec l'électronique !

Bien parler des sols beaujolais

Bien nommer les choses permet de mieux les protéger et les valoriser. Le « Nord granitique » et le « Sud calcaire », c'était un peu court pour rendre justice à la multitude de facettes des villages et des vins du Beaujolais.

Sans perdre ces grands points de repère, chaque producteur peut expliquer, s'il le souhaite, en quoi ses parcelles et ses vins, même proches géographiquement, sont différents entre eux et n'obéissent pas à ce schéma.

La large place faite à l'histoire géologique passionnante du Beaujolais, en lien étroit avec le musée des Pierres Folles et l'équipe en charge de l'animation du Géoparc Beaujolais UNESCO, permet aussi de construire un discours profondément sincère et extraordinaire, riche de sens, bienvenu pour répondre au besoin d'authenticité qui émerge un peu partout. Et la compréhension de l'alchimie subtile qui régit le passage de la roche au sol diminue les occasions d'« abus de faiblesse pédologique ».

Plusieurs conférences et entretiens avec des journalistes étrangers ont été organisés autour du thème des sols et ont donné lieu à la présentation de ces spécificités beaujolaises.

Le vigneron/viticulteur est le maître du jeu : connaître les traits « naturels » de ses sols et surtout leur variabilité à faible distance le conforte ou le guide dans ses choix, qui peuvent être très différents de ceux du voisin.

Cela lui permet de mieux raisonner les interventions, de corriger les carences et défauts néfastes à la qualité des baies et à la pérennité des sols, de juger de ses propres niveaux analytiques parcellaires en les comparant à ce qui est « normal » pour chacun de ses types de sol, de graduer les efforts et précautions à prendre en fonction des fragilités différentes de ses sols.

Les conseils peuvent être ajustés aux types de sols. Les contraintes liées au milieu naturel sont objectivement décrites et quantifiées (pentes extrêmes, risques d'érosion), ainsi que leurs conséquences : recours à l'enherbement, déprise, etc.

Des « niveaux médians » très différents expliquent, par contre-coup, d'autres observations parfois préoccupantes : ainsi le taux de matière organique, 3 ou 4 fois plus faible en moyenne dans les sols sableux granitiques que dans les sols calcaires, implique les niveaux d'activité biologique extrêmement différents que l'on peut y observer, alors que les mêmes techniques culturales sont appliquées. Ainsi encore les niveaux élevés de magnésium, associés à de bas taux de potassium, observés dans les sols issus des « pierres bleues et schistes », ou les teneurs en manganèse très différentes selon les types de sols.

Ces résultats ont permis de valoriser des essais pourtant anciens, et de mettre au point des réseaux « manganèse », « magnésium », « réservoir hydrique », pour mieux comprendre toute la chaîne reliant le sol au vin.

Des sols, des femmes, des hommes, et des vins !

Il est un objectif indéniable, et par ailleurs très réjouissant, voire ludique, de découvrir les vins bien distincts qu'un vigneron ou une vigneronne sont capables de créer à partir de leurs différentes parcelles. Il est beaucoup plus difficile et incertain de comparer les vins de quelques vigneronnes différents exploitant des sols identiques. Chacun aura pu le constater et en ressortir un peu déçu, voire un peu dubitatif, quant à la réalité de l'« effet terroir ».

C'est à un échelon statistique plus robuste et très bien cadré (plusieurs dizaines de parcelles, plusieurs millésimes, âges de vignes et conditions de production très comparables, dégustateurs professionnels) que l'on peut retrouver des constantes dans l'expression des vins en fonction des sols, des millésimes et des configurations topographiques, car les facteurs liés aux multiples choix individuels se lissent progressivement et ne l'emportent plus. Ce n'est donc pas à la portée de tout un chacun, mais cela existe bien.

Cet effet est très lié à la disponibilité plus ou moins facile de l'eau du sol à chaque période clef

de la végétation/maturation. Sa compréhension fait donc appel à toutes les composantes des sols : un bouquet de paramètres : texture, profondeur, ressuyage, aération, « pierrosité », bien rassemblés dans la notion de « type de sol ». Mais il faut aussi imaginer des occupations plus ou moins réussies

de ces sols par les racines, fonctions des facteurs limitants possibles, qu'ils soient naturels (compacité, pH, bancs rocheux, etc.), liés à l'implantation du plantier, ou in fine, de la bonne gestion du sol et de l'environnement global de la parcelle.



Premier inventaire de la pierre de construction ancienne et moderne à Villefranche-sur-Saône : « géologie en ville » en Beaujolais

Bruno ROUSSELLE, géologue,
Réfèrent du Comité Scientifique du Géoparc mondial UNESCO,
Conservateur du musée de l'Espace Pierres Folles (Géologie et Géopatrimoines Beaujolais)

Résumé

Située à la confluence de grands domaines géographiques et géologiques et placée sur un axe de communication majeur, la ville de Villefranche-sur-Saône en Beaujolais (France) a accueilli et accueille encore avantageusement une importante diversité de pierres de construction. L'éventail des matériaux témoigne de l'importation au cours de l'histoire de ressources géologiques toujours plus éloignées, d'abord locales, du Moyen-Âge au XVIIIe siècle, puis régionales, suprarégionales et enfin internationales, du XIXe siècle à aujourd'hui.

Abstract

Located at a junction of large geographic and geological areas and placed on a major communication way, the city of Villefranche-sur-Saône in Beaujolais (France) benefited and still advantageously benefits from a large diversity of building stones. These geological resources have a wide range of geographic origins and were first local, from the Middle Ages to the 18th century, then increasingly distant and finally global, from the 19th century to present day.

1 - Introduction

Il est un des domaines de la culture scientifique et technique dont l'intérêt ne cesse de croître depuis quelques décennies, celui de la « pierre de construction ». C'est la conséquence d'une prise de conscience progressive du potentiel « savant » et de la valeur esthétique de la pierre, mais aussi de la recherche d'une vision plus complète du patrimoine bâti, qui n'est plus seulement centrée sur des considérations architecturales, historiques ou artistiques. La géologie et l'origine des matériaux présents dans la construction traditionnelle ou moderne apportent, elles aussi, leur lot de connaissance et de compréhension de l'identité et de l'histoire d'un patrimoine construit ou de la facture d'un bâti contemporain.

Si la recherche et l'observation de la pierre ne sont pas toujours aisées en milieu naturel, où les gisements géologiques peuvent être dissimulés, disparus ou distants les uns des autres, la construction et les aménagements urbains ont parfois l'avantage de la rendre visible et de la concentrer. La « géologie en ville » n'est donc aucunement un paradoxe mais constitue bien au contraire un moyen complémentaire, somme toute efficace et peu coûteux en déplacement, d'aller à la découverte d'une diversité et/ou d'une spécificité géologiques. Et c'est précisément ce que permet la visite du centre-ville de Villefranche-sur-Saône, à l'instar de bien d'autres centres urbains, tel celui, riche en patrimoine et réputé, de Lyon.

Dans le cadre de ses missions de promotion et de

valorisation de la géologie, le Géoparc Beaujolais UNESCO s'est naturellement emparé des perspectives offertes par la « géologie en ville », dont la finalité est dûment inscrite dans sa charte d'action invitant à explorer les multiples facettes et interactions existant entre la géologie et l'homme. La pierre à bâtir n'est plus un banal matériau de construction, comme elle l'a été considérée si longtemps, mais elle devient un véritable objet de découverte scientifique, technique et culturelle. Et comme le démontre la capitale du Beaujolais, elle occupe désormais une place de choix au cœur des « géopatrimoines » et acquiert un intérêt particulier pour les historiens de l'habitat et les acteurs du patrimoine.

2 - Contexte géographique et historique

A l'image de Lyon, dans une situation à peine moins « stratégique » que cette dernière, Villefranche-sur-Saône se situe à un carrefour de grands domaines géographiques et géologiques : bordure orientale du Massif Central, vallée inférieure de la Saône et « porte » de la Bourgogne, Jura occidental et pays du Moyen-Rhône, « porte » du Midi... La ville se place aussi le long de grandes voies de communication, fluviale et terrestres, où la rivière Saône, la route et, bien entendu, le chemin de fer ont conjugué leurs moyens pour permettre l'acheminement de la pierre. Ces circonstances particulières ont amplement favorisé l'arrivée dans la cité caladoise d'une grande variété de matériaux

géologiques pour la construction. Une tendance qui se poursuit quelque peu aujourd'hui, avec la mise en œuvre des pratiques modernes de la construction et de l'aménagement urbains.

Par ailleurs, on peut aisément mettre en évidence à Villefranche un changement de la qualité et de l'origine des pierres de construction au cours de l'histoire. Sur une durée plus courte mais néanmoins de près de neuf siècles, elle suit en cela le modèle de Lyon (Savay-Guerraz et Tritenne 2014) et de bien d'autres petites ou grandes cités. Conséquence de sa richesse géopatrimoniale, le chef-lieu beaujolais, et particulièrement son cœur historique, laissent entrevoir les principales phases majeures de cette évolution. Avec l'idée essentielle, commune à bien d'autres villes, que le « cercle » des ressources géologiques importées s'est constamment élargi, surtout au cours des deux derniers siècles, en fonction des besoins et techniques de construction et des moyens de transport disponibles.

Ainsi, du Moyen-Âge à l'Époque Moderne, plus précisément de sa fondation, au XIIe siècle, jusqu'au XVIIIe, Villefranche a surtout accueilli des matériaux locaux, rapportés des localités environnantes (provenances de l'ordre de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres). La pierre beaujolaise, notamment calcaire, y était alors dominante. Les édifices les plus anciens de la ville historique, dont beaucoup appartiennent à l'époque de la Renaissance, en attestent avec éclat.

À partir du milieu du XIXe siècle, du fait de l'avènement du chemin de fer, jusqu'au début du XXe, ces matériaux locaux ont été progressivement délaissés au profit de matériaux régionaux ou suprarégionaux, ou parfois issus de pays limitrophes (provenances de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres). Encore majoritairement calcaires, ces derniers étaient souvent plus intéressants pour la construction et leur rapport qualité-prix restait compétitif, en dépit du plus grand éloignement des zones d'extraction.

Enfin, avec le développement du commerce international et l'irrésistible mondialisation à la fin du XXe siècle et en ce début de XXIe, la construction urbaine de Villefranche a vu arriver et continue de voir arriver des matériaux venant de tous les continents, spécialement des pays qui en assurent une production et un commerce soutenus (Europe méditerranéenne, Scandinavie, Inde, Chine, Brésil, etc.). Parmi ces pierres d'un nouveau genre et venant de nouveaux horizons, la part des roches cristallines (magmatiques et métamorphiques) connaît un net sursaut.

3 - La construction et l'aménagement urbains à Villefranche-sur-Saône : de pierre en pierre et d'époque en époque

La diversité géologique rencontrée dans la construction et les aménagements du centre-ville

de Villefranche puise allègrement dans les trois principales catégories de roches : magmatiques, métamorphiques et sédimentaires, ces dernières étant largement dominantes. Elle concerne également des âges géologiques assez variés, s'étendant avant tout du Paléozoïque (ère Primaire) au Cénozoïque (ère Tertiaire). Quelques pierres appartiennent au Précambrien. Et comme nous l'avons vu, les qualités et provenances des matériaux ont évolué au cours des derniers siècles, surtout du milieu du XIXe à aujourd'hui.

3.1 - Les roches magmatiques et métamorphiques : du pavage de rue aux maçonneries « dérobées »... et quelques exceptions !

À l'inverse des roches calcaires, dont nous verrons plus loin la grande diversité, les roches magmatiques et métamorphiques parvenues à Villefranche n'ont pas encore le développement qu'on peut leur connaître dans les espaces publics d'autres villes. On ne les retrouve que dans les niveaux inférieurs des constructions et des aménagements urbains, ou dans des réalisations de moindre prestige architectural : pavages et dallages de rue, fondations, sous-bassements, murs dérobés ou maçonneries crépies.

Il s'agit quasi exclusivement de roches cristallines « dures » : granites, volcanites compactes et gneiss.

En premier lieu, on note la présence de lithologies régionales lyonnaises et beaujolaises :

- > le granite carbonifère gris de la Vauxonne (St-Etienne-des-Oullières), pendant méridional du « granite gris ou rouge des crus beaujolais », appelé aussi « granite d'Odenas-Fleurie » (à Villefranche, la pierre beaujolaise granitique peut éventuellement provenir d'autres secteurs de la région des crus) ;
- > des granites et gneiss primaires gris ou rouges du Lyonnais ;
- > des microgranites carbonifères gris ou roses du Lyonnais et du Beaujolais ;
- > des roches volcaniques (rhyolites et rhyodacites) carbonifères sombres du Beaujolais.



Figure 1 : Le granite carbonifère du Beaujolais des crus (ou granite d'Odenas-Fleurie), dans une maçonnerie à l'entrée ouest du tunnel sur le Morgon (début XXe), place du 11 Novembre.

Le granite de la Vauxonne apparaît par exemple dans une maçonnerie à l'entrée ouest du tunnel sur le Morgon, place du 11 Novembre, un ouvrage réalisé au début du XXe siècle (Fig. 1). Cette même roche et les autres mentionnées ci-avant sont également visibles dans le pavage de la rue Pezant, installé à la fin du XXe siècle mais constitué de pavés XIXe rapportés de l'ancienne COURLY (actuelle Métropole de Lyon) et refaçonnés (rabotés) (Fig. 2).



Figure 2 : Pavés XIXe rapportés de Lyon, récemment installés, mêlant diverses roches primaires du Lyonnais et du Beaujolais (granites, volcanites, grès), rue Pezant.

D'autres roches magmatiques et métamorphiques, issues cette fois du commerce international, installées récemment (fin du XXe siècle et début du XXIe), recouvrent certaines rues du centre caladois. On peut constater une nette prédominance de granites ou de gneiss multicolores, de plus en plus courants dans les rues de nombreuses villes. Si la provenance et l'âge géologique de ces roches attendent d'être confirmés, une part essentielle d'entre elles semble cependant appartenir aux variétés « Himalaya » et « Juparana » d'origine majoritairement indienne ou chinoise, désormais très communes - ex. : pavage des rues de la Sous-Préfecture (Fig. 3), Roland et Sainte-Claire.

A noter que les gneiss rouges indiens ont la particularité de figurer parmi les roches les plus vieilles de la Terre (Achéen-Protérozoïque inférieur / 2 à 4 milliards d'années). Si leur provenance est confirmée, leur présence à Villefranche et en Beaujolais en ferait très probablement les pierres de construction d'âge géologique le plus ancien.



Figure 3 : Pavage de granites et de gneiss multicolores, symboles du commerce international et actuel de la « pierre dure » (France, Espagne, Inde, Chine...), rue de la Sous-Préfecture.

Au sol de la rue de la Sous-Préfecture et de quelques rues adjacentes, ainsi que dans le quartier de la rue Anne et Pierre de Beaujeu et de la rue des Marais, on reconnaît facilement le célèbre faciès « Kern » du Trentin (Italie du Nord), une roche volcanique rhyolitique à petits feldspaths blancs - on parle aussi de « porphyre du Trentin » -, de teinte généralement rougeâtre et d'âge fini-paléozoïque (Permien). Activement produite et économiquement très compétitive, cette pierre abonde aujourd'hui dans les rues et sur les places publiques pavées de très nombreux espaces urbains, partout en France et en Europe.

On remarquera une singulière décoration murale à l'angle nord de la rue Nationale et de la rue Paul Bert, relativement récente (fin XXe) et associant trois matériaux disposés sous forme de grandes plaques rectangulaires orientées horizontalement ou verticalement (Fig. 4). Parmi les roches en présence, un granite rose montre une étroite parenté avec deux granites très semblables, bien connus du marché français et européen : le « Rose de la Clarté » de Perros-Guirec (Côtes-d'Armor) et le « Rosa Porriño » de Galice (Espagne), deux roches d'âge carbonifère. L'un et/ou l'autre de ces deux granites intègrent aussi l'actuel pavage multicolore, déjà mentionné, des trottoirs de la rue de la Sous-Préfecture (Hôtel-Dieu). Le granite rose compose avec un beau quartzite vert en tout point semblable à l'« Aquabella » du Brésil, une autre roche du commerce mondial, très prisée pour sa haute valeur esthétique. L'identification et la provenance de ce deuxième matériau, qui n'ont pu être obtenus avec certitude avant la publication de cet article, sont également en cours de confirmation.

Enfin, un peu excentré par rapport au centre-ville historique, le cimetière de Villefranche recèle une véritable curiosité géologique, en plus des innombrables roches exposées dans l'abondant mobilier funéraire, dont les granites roses cités précédemment. A l'entrée ouest du site, adossé au parking Balloffet, le monument aux morts municipal



Figure 4 : Décoration murale de la fin du XXe siècle à l'angle de la rue Nationale et de la rue Paul Bert : granite rose et quartzite vert du commerce mondialisé.



Figure 5 : Le bel obélisque de « granite rouge d'Uthammar » (Oskarshamn, Suède) du monument aux morts de la Grande Guerre (1922), à l'ouest du cimetière.

commémorant la Première Guerre mondiale exhibe un magnifique obélisque monolithe de granite rouge (Fig. 5), le granite d' « Uthammar », un hameau de la commune d'Oskarshamn, dans la province du Småland, sur la côte baltique au sud-est de la Suède (recherche B. Rousselle mars 2021, avec l'aide de Hugues Savay-Guerraz).

S'agissant des pierres des monuments aux morts du département du Rhône réalisés avant la Deuxième Guerre mondiale, le gisement de ce granite est manifestement l'un des plus éloignés, si ce n'est le plus éloigné. Des importations aussi lointaines sont très rares à cette époque (indépendamment du très courant marbre de Carrare).

On peut ajouter qu'il s'agit du matériau de construction et d'ornement de Villefranche dont l'âge géologique est à n'en pas douter l'un des plus anciens (Protérozoïque moyen / 1,4 à 1,5 milliards d'années).

3.2 - Les roches sédimentaires : de la construction « ordinaire » aux réalisations architecturales de « prestige »

Sans surprise, les roches sédimentaires reconnues dans la construction de Villefranche sont les plus nombreuses, en variété et en volume déployés. De par leur qualité d'aspect, leur facilité de taille et leur commodité de mise en œuvre, elles s'affichent beaucoup plus ostensiblement dans les édifices et les espaces publics et religieux et dans l'habitat particulier, de l'entrée aux lieux de passage privés, de la façade aux murs et aux encadrements de porte et fenêtre, du sol aux étages. Elles n'en demeurent pas moins également très abondantes dans les revêtements des rues et des places publiques d'aménagement récent ou actuel.

Ces roches sédimentaires sont très majoritairement d'origine marine et appartiennent presque toutes à quatre périodes géologiques : le Trias, le Jurassique et le Crétacé (ère secondaire) et le Miocène (ère tertiaire). Leur nature minéralogique et sédimentologique et leur genèse font appel à un registre de composition et de formation assez commun : il s'agit de roches quasi exclusivement calcaires, « biodétritiques » (à débris de coquilles ou de squelettes calcaires d'organismes marins), « oolithiques » (constituées d' « oolithes », petites sphères calcaires), « sublithographiques » (à grain fin, proches des matériaux calcaires utilisés autrefois en lithographie) ou « chimiques ou biochimiques » (contenant du calcaire précipité par activité physico-chimique ou microbienne).

A ce corpus de roches calcaires s'adjoint une faible occurrence de roches « détritiques terrigènes » (contenant des débris de roches cristallines siliceuses), de type grès, représentant une unique période géologique, le Trias.

Selon les âges géologiques et les époques de construction, on distingue principalement :



Figure 6 : Encadrement de porte en calcaire à gryphées du Jurassique inférieur beaujolais, dans la cour de l'ancien Hôtel-Dieu (milieu XVIIe).



Figure 7 : L'émblématique « pierre dorée » du Beaujolais, « calcaire à entroques » du Jurassique moyen, en façade de l'Ancienne Mairie (fin XVIe), rue Nationale.

Des roches du Trias :

> Les grès quartzeux gris de la vallée inférieure de la Saône (Mâconnais, Beaujolais, Mont d'Or lyonnais) – ex. : pavage de la rue Pezant, réemploi de pavés XIXe ou début XXe rapportés de Lyon.

Des roches du Jurassique inférieur :

> Le calcaire à gryphées gris ou jaune du Beaujolais, très abondant, employé surtout avant le XIXe siècle – ex. : portail d'entrée dans la cour de l'ancien Hôtel-Dieu (Fig. 6), porche de l'entrée ouest et escalier de l'entrée est de l'ancienne chapelle des Échevins, centre du dallage de la traboule de l'Ancienne Mairie (côté rue Nationale), dallages à grand développement à la cité scolaire Notre Dame de Mongré, grandes dalles monolithes au portique d'entrée de la Maison de l'Italien rue Nationale, belles chaînes d'angle en élévation au croisement de la rue Nationale et de la rue des Fossés, façade en grand appareil au 91 de la rue de Stalingrad (actuel restaurant « Le 91 »), grandes dalles de parement dans une assise d'immeuble rue Pezant, socle et margelle d'un ancien puits impasse Cantù.

Des roches du Jurassique moyen dont l'emploi est généralement antérieur au XIXe siècle :

> Le célèbre calcaire jaune du Beaujolais méridional, ou « pierre dorée », pétri de restes squelettiques de crinoïdes, les « entroques », d'où son nom scientifique de « calcaire à entroques » – ex. : arcades et porche d'entrée (côté cour) de l'ancien Hôtel-Dieu, porche d'entrée est de l'ancienne chapelle des Échevins, façade de l'Ancienne Mairie (Fig. 7), façade du temple protestant rue Aucour, escalier à vis de la Maison des Fleurons rue Corlin, cage d'escalier Renaissance impasse Cantù, maçonnerie du viaduc ferroviaire désaffecté boulevard Louis Blanc et un grand nombre de façades d'immeubles ou d'anciens ateliers autour du centre-ville, par exemple rue de Thizy ou rue Jean-Michel Savigny.

La couleur de la pierre de certaines maçonneries se démarque parfois du ton jaune assez uniforme propre au faciès « classique » du calcaire à entroques du Beaujolais des Pierres Dorées. L'apparition de nuances rosées ou violacées dans la coloration globalement jaune de la pierre est un signe de sa venue des gisements situés au nord de cette région (secteur de Saint-Julien et Blacé).

> Le calcaire oolithique blanc de la vallée inférieure de la Saône, venant quasi exclusivement de la rive gauche de la Basse Azergues en Beaujolais, essentiellement de Lucenay, d'où le nom générique de « pierre de Lucenay » (où l'on trouve aussi les pierres équivalentes « d'Anse » et « de Pommiers »), mais dont la provenance tournugeoise, et éventuellement mâonnaise, ne peut être exclue ici ou là – ex. : porche de l'entrée nord-ouest de la Sous-Préfecture et porche d'entrée de l'ancien Hôtel-Dieu (côté rue), voûtes, cage d'escalier, galeries et fenêtres de la Maison des Fleurons rue Corlin (Fig. 8), cour intérieure et galerie de la Maison de l'Italien et d'autres habitations Renaissance rue Nationale, tour et murs des anciens remparts square Cantù, ancien couvent des Ursulines, collège Jean Moulin, « tombeau des Abbés » au centre du cimetière, église St-Pierre et, bien sûr, la collégiale Notre Dame des Marais (Fig.



Figure 8 : La Maison des Fleurons (fin XVe), rue Corlin, l'un des symboles des habitations et cours Renaissance de Villefranche, où s'expose magnifiquement la pierre blanche de Lucenay-Anse, calcaire oolithique du Jurassique moyen.



Figure 9 : La collégiale Notre-Dame des Marais (XIIIe-XVe), rue Nationale, imposant ouvrage de pierre blanche de Lucenay-Anse, calcaire oolithique du Jurassique moyen.

9), où la pierre n'est pas seulement taillée mais aussi finement sculptée, sans aucun doute la plus belle œuvre architecturale et historique du Beaujolais en pierre de Lucenay.

Une variété de calcaire oolithique similaire et de même âge apparaît dans la façade de l'ancienne Caisse d'Épargne rue Boiron. Les caractères sédimentologiques (alternance de fines couches biodétritiques et oolithiques) et la teinte globalement rosée de la roche signent son appartenance aux gisements centraux ou périphériques du bassin calcaire de Tournus-Lacrost, d'où proviennent également la célèbre « pierre blanche de Tournus » et, un peu plus au sud, celle de « Farges », équivalents sud-bourguignons de la pierre de Lucenay.

Des roches du Jurassique moyen utilisées surtout au XIXe siècle et au début du XXe :

> Le calcaire à entroques brun clair du Mâconnais, homologue sud-bourguignon de la pierre dorée du Beaujolais - ex. : assise de l'église Saint-Pierre (confirmation en cours).

> Le calcaire à entroques de Flacé, au nord-ouest de Mâcon, très rougeâtre, dénommé aussi pour cette raison « rouge de Flacé », autre équivalent mâconnais de la pierre dorée du Beaujolais - ex. : carrelage de certaines chapelles latérales et monument aux morts paroissial de la Première Guerre mondiale à l'intérieur de la collégiale Notre Dame des Marais.

> Le calcaire biodétritique à entroques blanc crème de Senozan, au nord de Mâcon, homologue des pierres de Saint-Martin-Belle-Roche et de Saint-Albain - ex. : piliers et voûtes du viaduc ferroviaire désaffecté enjambant le Morgon au nord de la gare (parking Louis Blanc et rue de la Quarantaine).

> Le calcaire sublithographique gris-brun de la région de Villebois-Montalieu-Porcieu dans le Bugey et l'Île-Crémieu rhodaniens, auquel on a donné le nom générique de « choin de Villebois », une roche tachetée pétrie de nombreuses figures de « bioturbation » (terriers, affouillements d'organismes), qui prend une patine blanche, dont le grain très fin et la grande homogénéité sont idéaux pour la taille et la construction, malgré la présence de joints de stratification francs et d'aspect sinueux (« stylolithes »), et dont l'usage a été particulièrement intensif, notamment à Lyon - ex. : assise et escaliers de l'Hôtel-de-Ville (Fig. 10), rez-de-chaussée du théâtre, chapelle funéraire Germain au centre du cimetière, pierres d'angle des piliers et des voûtes du viaduc ferroviaire actuellement en service sur le Morgon au nord de la gare (parking Louis Blanc et rue de la Quarantaine).

> Le « Comblanchien rose », venant de la Côte bourguignonne au nord de Beaune, un calcaire à grain fin dont l'emploi reste assez anecdotique à Villefranche - ex. : plaques commémoratives à l'entrée de l'Hôtel-de-Ville, grande stèle du monument aux morts de la Première Guerre mondiale au cimetière, de part et d'autre de l'obélisque de granite rouge.



Figure 10 : Le « choin de Villebois », calcaire du Jurassique moyen du Bugey rhodanien, dans le soubassement et les escaliers de la Mairie (début XXe).

Des roches du Jurassique moyen d'emploi récent ou actuel (fin XXe siècle et début XXIe) :

> Les calcaires biodétritiques à entroques beige-jaune de St-Martin-Belle-Roche et de St-Albain, au nord de Mâcon - ex. : marches d'escalier à l'entrée du théâtre.

> Le calcaire à entroques jaune de Buxy, au sud-ouest de Chalon-sur-Saône, autre équivalent bourguignon de la pierre dorée du Beaujolais - ex. : dallage de la cour située au milieu du passage de l'Ancienne Mairie (confirmation en cours), dallage intérieur de la collégiale Notre Dame des Marais.

> le calcaire oolithique et biodétritique blanc du Châtillonnais et du Tonnerrois (Côte-d'Or/Yonne), équivalent en Bourgogne septentrionale de la pierre de Lucenay - ex. : façade de l'hôtel Ici & Là-Mercure boulevard Louis Blanc.

Des roches du Jurassique supérieur, utilisées surtout au XIXe siècle et au début du XXe :

> Les calcaires gris de Ruoms et de Chomérac en Ardèche, à grain fin, mouchetés, incluant souvent des taches noduleuses et se patinant de blanc après une longue exposition aux intempéries - ex. : escalier à l'entrée est de l'ancienne chapelle des Échevins, périphérie du dallage de la traboule de l'Ancienne Mairie (côté rue Nationale).

> Le calcaire rose de Prény, à l'ouest de Tournus, à grain fin, qui se présente sous deux faciès principaux, l'un tacheté et l'autre noduleux, et qui a abondamment investi l'aménagement et le mobilier religieux - ex. : marches et bordures de l'estrade du chœur de la collégiale Notre Dame des Marais.

Des roches du Crétacé inférieur, calcaires, à grain fin et d'emploi exclusivement récent ou actuel (fin XXe siècle - début XXIe) :

> Le calcaire beige-jaune ou rosé d'Hauteville-Champdor dans le Bugey (Ain) - ex. : dallage de

la cour de la Maison des Fleurons (confirmation en cours).

> Le calcaire jaune ou gris de Rocheret à Parves et Nattages, dans la région de Belley (Bugey méridional) - ex. : vaste et imposant dallage moderne de la rue Nationale (Fig. 11).

> Un calcaire jaune du Sud de la Catalogne, à nuances grises ou violacées et à veines claires, nommé « Cenia » - ex. : pavage récent place des Arts, rue de la Sous-Préfecture, rue Ullard (Fig. 12), allée des Cordeliers..., rampe d'accès au théâtre.



Figure 11 : Dallage moderne de la rue Nationale en « pierre de Rocheret », calcaire du Crétacé inférieur de Parves et Nattages dans le Bugey rhodanien.

Des roches du Tertiaire (Miocène) de constitution calcaire et biodétritique :

> Le calcaire blanc ou crème de la basse vallée du Rhône, appelé « pierre du Midi », originaire de la Drôme provençale, du Vaucluse ou du Gard et employé à la fin du XIXe siècle et au début XXe - ex. : élévation de la façade du théâtre (Fig. 13), encadrements et ornements de la façade du temple protestant rue Aucour, monument aux morts des Colonies au centre du cimetière.

> Le calcaire jaune de Vers-Pont-du-Gard ou de Castillon dans le Gard, vacuolaire, pétri de débris de fossiles et constellé de petites taches ou nodules blanchâtres - ex. : arcades de la galerie sud du passage de l'Ancienne Mairie (réfection fin XXe).

> Un calcaire espagnol blanc, d'appellation commerciale « Capri », exploité tour à tour dans la province de Cordoue puis, encore actuellement, dans celle de Murcie, riche en petites coquilles et en débris coquilliers, parmi lesquels de nombreux gastéropodes, et dont l'usage à Villefranche n'est peut-être pas « fini » - ex. grand mur parabolique du théâtre (début des années 1990) (Fig. 13).

Au terme de cette revue, on n'oubliera pas d'évoquer le véritable « concentré » de matériaux géologiques que constitue la collégiale Notre Dame



Figure 12 : Pavage récent rue Ullard et place des Arts en pierre calcaire du Crétacé inférieur du Sud de la Catalogne (variété « Cenia »).

des Marais, dont quelques-unes des pierres de construction ont déjà été mentionnées ci-dessus. En plus du clocher, des façades, piliers, chapiteaux et croisées d'ogive de la nef et du chœur en pierre oolithique blanc crème de Lucenay, le sol, le mobilier et l'ornement intérieurs de l'église forment une autre des richesses géopatrimoniales majeures de Villefranche. En cours d'inventaire, cette collection



Figure 13 : Le théâtre et ses calcaires biodétritiques tertiaires (miocènes) : élévation de la façade XIXe en « pierre du Midi » de la basse vallée du Rhône, de couleur crème, et, en arrière, grand mur parabolique du début des années 1990 en calcaire blanc du Sud de l'Espagne (variété « Capri », dont l'usage à Villefranche n'est peut-être pas « fini » !).

de matériaux ornementaux et d'aménagement intérieur juxtapose des roches de diverses natures pétrographiques, globalement calcaires, de divers âges, essentiellement jurassiques, crétacés et tertiaires, et de diverses régions françaises ou nationalités limitrophes de la France : calcaires de la Côte dijonnaise, du Sud de la Bourgogne, du Beaujolais, du Bugey méridional et de l'Ardèche rhodanienne ; marbres des Alpes, de Provence et des Pyrénées ; marbres de Belgique, d'Italie, de Suisse et d'Espagne.

Cet exemple montre également que, au-delà de l'évolution générale qui caractérise l'usage des pierres de construction au cours du temps, l'importation de matériaux d'origine lointaine tient aussi parfois à la volonté des bâtisseurs de réaliser des constructions de prestige.

4 - Conclusion

Le centre-ville de Villefranche-sur-Saône révèle un autre de ses attraits à travers ses nombreuses pierres à bâtir, signes de la variété de son environnement géologique et du dynamisme de sa construction, reflets de son histoire et de sa situation stratégique sur un axe de communication et d'échange essentiel. La capitale du Beaujolais offre au Géoparc mondial UNESCO une diversité géologique et géopatrimoniale d'importance, qu'il convient de faire connaître.

Ayant changé de nature et d'origine au long des deux derniers siècles, la pierre à bâtir de Villefranche rend compte d'une ouverture progressive de la construction à des ressources géologiques toujours plus variées, un élargissement concomitant à l'évolution des techniques, des styles, des modes et des réalités économiques. Les architectes et les bâtisseurs l'ont faite venir de gisements situés sur des échelles de provenance toujours plus étendues, des villages les plus rapprochés, au sein même du Beaujolais, aux régions et pays les plus lointains.

Loin de constituer un paradoxe, la « géologie en ville » à Villefranche et dans les autres villes et villages du Beaujolais permet, de manière efficace, d'aller à la découverte d'un autre volet de la culture géologique multiforme de ce territoire et de ses relations avec l'histoire et le développement de l'habitat.

Nous invitons les lectrices et les lecteurs à aller la rencontre de cette richesse révélée au cœur du Géoparc, vitrine de ressources naturelles incarnant esthétique et authenticité... pour qui saura les apprécier !

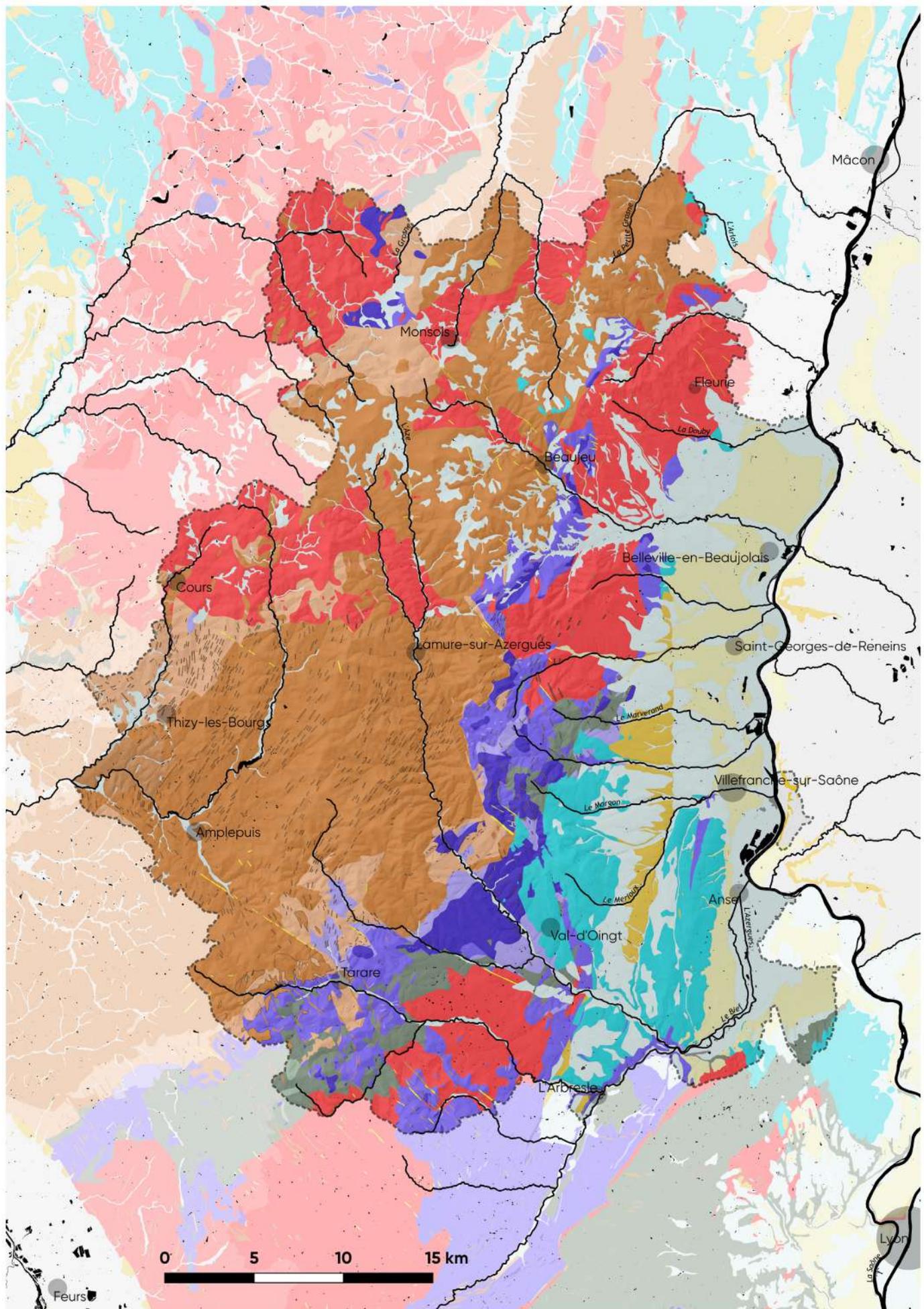
L'auteur souhaite apporter ses vifs remerciements à Hugues Savay-Guerraz pour son aide précieuse

Toutes les photos de l'article sont de l'auteur.

Sélection bibliographique

SAVAY-GUERRAZ H. et TRITENNE D. 2014 - L'approvisionnement en pierres de Lyon, de l'époque romaine au XIXe siècle. Esquisse d'une histoire. Pp. 236-275 in « Construire la ville. Histoire urbaine de la pierre à bâtir », sous la direction de J. Lorenz, F. Blary et J.-P. Gély, CTHS Paris, 2014, collection « CTHS Sciences », n° 14, 294 p.

ROUSSELLE B. 2020 - La pierre de la construction ancienne et moderne à Villefranche-sur-Saône (Rhône). Visite commentée du 4 octobre 2020, dans le cadre la Fête de la Science et des Journées Nationales de la Géologie, organisateur : Géoparc Beaujolais UNESCO, avec la participation de Destination Beaujolais et du Service de l'Animation, de l'Architecture et du Patrimoine de Villefranche-sur-Saône.



- Alluvions & colluvions anciens et récents
- Formations glaciaires et périglaciaires du Würm
- Formations sédimentaires et colluvions tertiaires
- Formations sédimentaires triassiques et jurassiques
- Plutons granitiques (Pennsylvanien)
- Formations sédimentaires viséennes (& Carbonifère supérieur)
- Dépôts pyroclastiques, laves & filons de microgranite associés au volcanisme de collision du Viséen supérieur
- Roches volcaniques & complexe ophiolitique du Dévonien
- Massifs hypovolcaniques du Dévonien
- Formations sédimentaires du Dévonien
- Sédiments métamorphisés anté-dévonien
- Socle métamorphique anté-dévonien
- Roches filoniennes : quartz
- Roches filoniennes : Rhyolite

Carte géologique simplifiée du Beaujolais

Bulletin scientifique du Géoparc Beaujolais

N°1 - août 2022

Éditorial,

par Tanguy LEBLANC

Mines de cuivre, puis de pyrite et minéraux de Chessy-les-Mines,

par Frédéric GAUDRY

Les orgues rhyolitiques de Saint-Victor-sur-Rhins et le magmatisme viséen de l'Ouest du Beaujolais,

par Pierre THOMAS

Glaciations en Beaujolais : principaux enseignements d'une découverte géologique insolite,

par Bruno ROUSSELLE

Le géosite de la Terrasse de Chiroubles : de la géologie du granite à la géologie régionale,

par Tanguy LEBLANC

La source de Saint-Fonds (Gleizé, Rhône) : traçages et qualité de l'eau,

par Bruno DUCLUZAUX

Synthèse d'une étude géopédologique des terroirs viticoles du Beaujolais,

par Isabelle LETESSIER

Premier inventaire de la pierre de construction ancienne et moderne à Villefranche-sur-Saône : « géologie en ville » en Beaujolais,

par Bruno ROUSSELLE