



tudes éraitaises

ISSN 1621-4609
N° 57 - 2021

Dossier : "Paysages"



Sciences humaines et sociales

Revue éditée avec le concours du Département de l'Hérault

Les volcans agathois, témoins de l'évolution du relief littoral

Jean-Philippe DEGEAI *

Résumé :

Les volcans de la basse vallée de l'Hérault, moins connus que leurs homologues de la Chaîne des Puys en Auvergne, n'en constituent pas moins une originalité par leur situation géographique proche du domaine marin de la Méditerranée. Plus particulièrement, les volcans agathois révèlent un grand intérêt géomorphologique pour comprendre la formation et l'évolution de la vallée côtière de l'Hérault. La modélisation numérique de la topographie du relief pré-volcanique montre que les coulées de lave du plateau basaltique d'Agde se sont épanchées dans un ancien lit du fleuve de l'Hérault dont le tracé se situait à cette époque à environ 3 km à l'est du débouché actuel. Les laves ont obstrué cette paléovallée, obligeant ainsi le cours de l'Hérault à se déplacer vers l'ouest. Au cours du dernier million d'années, pendant que le plateau continental du golfe du Lion s'enfonçait progressivement par subsidence, le littoral agathois a montré une relative stabilité tectonique.

Mots-clés :

Volcan, Topographie, Paléovallée, Réseau hydrographique, Niveau marin, Agde, Fleuve, Hérault.

Abstract:

The volcanoes of the lower Hérault valley, lesser known than their counterparts in the Chaîne des Puys in Auvergne, are nevertheless unconventional in their geographical location close to the marine domain of the Mediterranean sea. The Agde volcanoes reveal a remarkable geomorphological aspect in understanding the formation and evolution of the coastal valley of the Hérault. Numerical modelling of the topography of the pre-volcanic relief shows that the lava flows of the basaltic plateau of Agde poured into an ancient bed of the Hérault river whose route was located at that time, at about 3 km east of the current outlet. Lava obstructed this paleovalley, forcing the course of the Hérault river westward. Over the past million years, while the continental shelf of the Gulf of Lion was gradually sinking by subsidence, the Agde coastline showed relative tectonic stability.

Key words:

Volcano, Topography, Paleovalley, Hydrographic network, Sea level, Agde, River, Hérault.

Resumit :

Los volcans de la val bassa d'Erau, mens coneguts que lors omològs de la cadena dels Puèges en Auvernia, constituïson pas mens una originalitat per lor situacion geografica prèpa del domeni marin de Mediterranèa. Mai particularament, los volcans agateses presentan un interès dels grands per comprene la formacion e l'evolucion de la valada costiera d'Erau. La modelizacion numerica de la topografia del relèu prevolcanic mòstra que las rajadas de lava del planòl basaltic d'Agde s'expandiguèron dins una anciana maire del flum Erau que son traçat se situava a l'epòca a quicòm coma 3 km a l'èst de la desembocadura actuala. Las lavas tapèron aquela paleovalada, obligant aital lo cors d'Erau a se desplaçar cap a l'oèst. Al cors del darrièr milion d'annadas, del temps que lo planastèl continental del gof de Lion s'enfonzava dapasset, lo littoral agatès mostrèt una relativa estabilitat tectonica.

Noms-claus :

Volcan, topografia, paleovalada, malhum idrografic, nivèl marin, Agde, flume, Erau.



* Laboratoire Archéologie des Sociétés Méditerranéennes UMR5140, Université Paul Valéry Montpellier 3, CNRS, Ministère de la Culture, Route de Mende, 34199 Montpellier cedex 5. E-mail : jean-philippe.degeai@cnr.fr



Le volcanisme du Massif central s'est manifesté essentiellement durant l'ère géologique du Cénozoïque, c'est-à-dire au cours des 66 derniers millions d'années. Situés sur la marge méridionale du Massif central, les volcans de la basse vallée de l'Hérault témoignent de l'activité volcanique récente des deux derniers millions d'années dans la plaine du Languedoc¹. Ils se répartissent sur plusieurs dizaines de kilomètres dans l'intérieur des terres depuis la côte méditerranéenne (**figure 1**). Ces volcans ont jalonné les occupations humaines depuis la Préhistoire, comme le montrent les industries lithiques provenant d'un site archéologique associé à une coulée de lave à environ 3 km au nord de Pézenas, où des outils paléolithiques confectionnés dans des matériaux basaltiques ont été découverts².



Fig. 1. Localisation des principaux volcans dans la plaine du Languedoc.

Les éruptions à l'origine des volcans de la basse vallée de l'Hérault engendrèrent, entre autres, l'édification de cônes de scories, tels le Mont Saint-Loup sur la commune d'Agde ou les Monts Ramus au sud de Saint-Thibéry. Ces volcans sont de petite dimension, excédant rarement une

taille kilométrique, et leur durée de fonctionnement a été relativement brève à l'échelle des temps géologiques, avec des éruptions alimentées le plus souvent par des magmas peu différenciés de composition basaltique. Toutes ces caractéristiques permettent de classer les appareils volcaniques de la basse vallée de l'Hérault dans la catégorie des volcans de type monogénique³.

Pour chaque appareil, l'activité volcanique a débuté par une phase explosive phréatomagmatique due à l'interaction entre le magma ascendant et l'eau souterraine ou superficielle. Lorsque le magma n'a plus été en contact avec l'eau, le style éruptif a ensuite évolué vers un dynamisme moins explosif. Ainsi, des éruptions stromboliennes peu explosives caractérisées par la projection de matériaux scoriacés ont entraîné la formation de cônes de scories, et des coulées de lave ont été émises lors de phases éruptives effusives de type hawaïen. Les dépôts phréatomagmatiques des premières phases explosives, également appelés tufs, ont été partiellement enfouis sous les cônes de scories et les coulées de lave.

Parmi la dizaine de volcans identifiés dans la basse vallée de l'Hérault, le système volcanique d'Agde est celui qui montre la structure la plus complexe et la chronologie la plus longue, avec la présence de plusieurs centres éruptifs qui se seraient formés au cours de différentes périodes d'activité. Ce complexe volcanique est aussi celui dont la position géographique est la plus proche du rivage marin actuel. Par conséquent, les volcans agathois pourraient constituer d'excellents témoins de l'évolution du relief littoral à proximité du débouché du fleuve de l'Hérault.

Le relief agathois

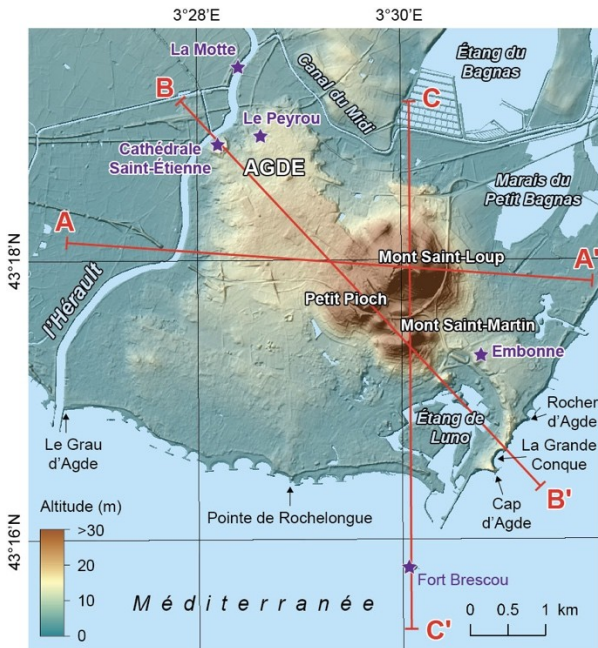
Le relief agathois s'inscrit pour l'essentiel dans une aire délimitée par le fleuve de l'Hérault à l'ouest, le Canal du Midi et les étangs du Bagnas au nord, et la mer Méditerranée au sud et à l'est (**figure 2**).

L'élément topographique dominant le paysage agathois correspond au relief collinaire du Mont Saint-Loup (**figure 3A**), dont le sommet culmine à 114 m d'altitude (**profil A-A', figure 2**). La base de cette colline subcirculaire s'étend sur un diamètre compris entre 1 et 1,5 km, tandis que ses flancs présentent une pente moyenne d'environ 15 %. Au sud du Mont Saint-Loup, deux petites collines d'environ 300 m de diamètre sont observables : le Petit Pioch à l'ouest et le Mont Saint-Martin à l'est (**profil B-B', figure 2**). Le sommet de ces deux collines culmine entre 50 et 60 m d'altitude. L'ensemble topographique formé par les trois collines du Mont Saint-Loup, du Petit Pioch et du Mont Saint-Martin forme un petit massif circulaire d'environ 2 km de diamètre.

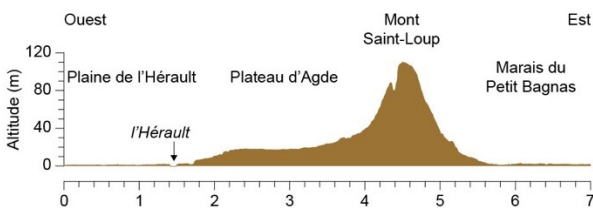
Le sommet du Mont Saint-Loup surmonte d'une centaine de mètres le plateau d'Agde à l'ouest. Ce plateau s'étend sur 2 km d'est en ouest et sur 4 km du nord au sud, et sa surface est généralement comprise entre 10 et 20 m d'altitude. À l'ouest du plateau d'Agde se trouve la plaine de l'Hérault, dont l'altitude dépasse rarement 2 m dans ce secteur de la basse vallée. Le fleuve de l'Hérault s'écoule sur la bordure orientale de la plaine, en contrebas du plateau d'Agde. Au nord de celui-ci, le Canal du Midi est localisé dans un corridor large de 300 à 500 m reliant la plaine de l'Hérault à l'étang du Bagnas. Par ailleurs, un replat topographique de 700 m d'est en ouest et de 300 m du nord au sud situé entre le flanc nord



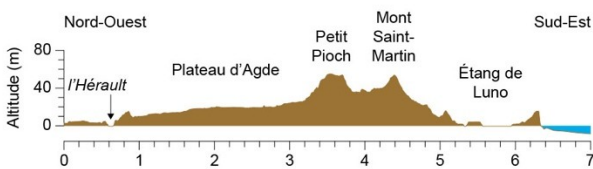
du Mont Saint-Loup et les basses terres de l'étang du Bagnas forme un petit plateau dont l'altitude est comprise entre 15 et 20 m (**profil C-C'**, figure 2).



PROFIL TOPOGRAPHIQUE A-A'



PROFIL TOPOGRAPHIQUE B-B'



PROFIL TOPOGRAPHIQUE C-C'

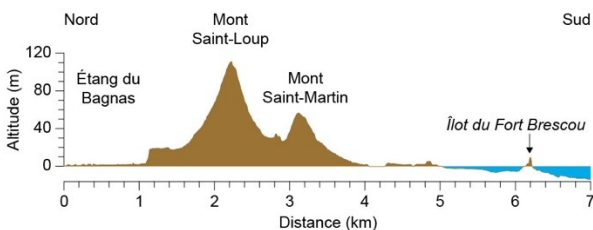


Fig. 2. Topographie du relief agathois. Les profils topographiques ont été tracés à partir des données Litto3D (SHOM/IGN).

Les basses terres littorales s'étendent principalement dans la partie orientale du relief agathois. Le marais du Petit Bagnas au nord-est du Mont Saint-Loup et l'étang de Luno et sa périphérie occidentale au sud du Mont Saint-Martin forment des petites plaines côtières inférieures à 5 m d'altitude. Sur la bordure orientale de l'étang de Luno, une petite crête culminant entre 10 et 20 m d'altitude forme un

arc-de-cercle d'une longueur proche de 2 km au nord-est d'une ligne allant du Mont Saint-Martin au Cap d'Agde. La moitié septentrionale de cette forme de relief particulièrement remarquable constitue la bordure sud-ouest d'un petit plateau surmontant les basses terres de l'étang de Luno et du marais du Petit Bagnas, à l'est du Mont Saint-Martin. La surface de ce petit plateau, dont les altitudes sont généralement comprises entre 5 et 10 m, forme un plan incliné vers le nord-est en direction du Marais du Petit Bagnas.

Au sud du plateau d'Agde et de l'Étang de Luno, le littoral est constitué de plages sableuses et de cordons dunaires entre le débouché de l'Hérault et le Cap d'Agde, d'une part, et au nord du Rocher d'Agde, d'autre part. Dans le second cas, ces formes de relief correspondent à la terminaison méridionale du cordon littoral séparant l'étang de Thau de la mer Méditerranée. À l'est de l'Étang de Luno, le rivage méditerranéen montre un relief plus escarpé, avec la présence de petites falaises d'une hauteur généralement comprise entre 10 et 20 m (**profil B-B'**, figure 2). Ce relief escarpé s'étend sur environ 1 km entre le Cap d'Agde et le Rocher d'Agde. Le long de cette côte rocheuse, une petite plage sableuse est localisée dans le fond de l'anse de la Grande Conque au nord du Cap d'Agde (**figure 3B**). Par ailleurs, deux grandes jetées constituant l'entrée du port de plaisance situé dans l'étang de Luno ont été aménagées entre l'îlot du Fort Brescou et le Cap d'Agde.

A. Le Mont Saint-Loup vu depuis l'étang du Bagnas



B. La Grande Conque vue depuis le Cap d'Agde

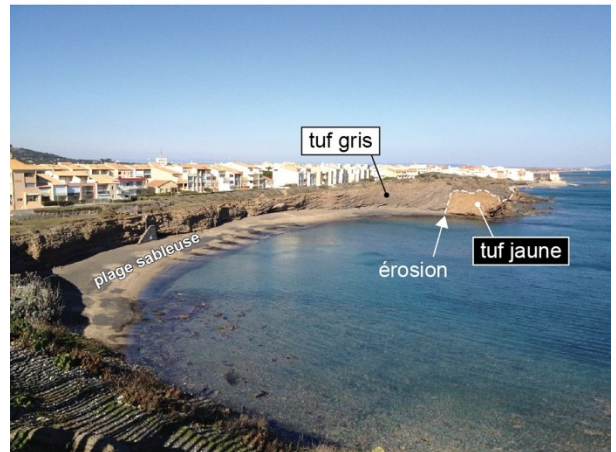


Fig. 3. Principales formes de relief sur la commune d'Agde. Photographies : J.-P. Degeai.



Un paysage volcanique

Le volcanisme est à l'origine des principaux éléments de relief du paysage agathois, celui-ci étant marqué par la présence de plusieurs volcans. Les édifices volcaniques se répartissent actuellement en domaine terrestre et aussi sous la mer au large du rivage (**figure 4**). Les formes et matériaux associés au volcanisme du paysage agathois sont décrits ci-après.

Les cônes de scories

Les trois collines du Mont Saint-Loup, du Petit Pioch et du Mont Saint-Martin sont composées de matériaux scoriacés. Ces collines pourraient correspondre à trois cônes de scories⁴, celui du Mont Saint-Loup constituant le principal édifice. Les dépôts scoriacés sont de couleur rouge ou noire, et des coulées de lave peuvent être interstratifiées dans ces dépôts, comme le montre une coupe le long de la route départementale D.612 sur le flanc sud du Petit Pioch (**figure 5A**). La couleur des scories peut indiquer leur position au sein de l'édifice volcanique. Les scories rouges correspondent généralement au faciès « cœur de cône » de la partie centrale de l'édifice, où les projections encore très chaudes et incomplètement dégazées peuvent subir une oxydation au contact de l'air, tandis que les scories noires du faciès « bas de cône » situées en périphérie de l'appareil sont associées à des projections refroidies et chimiquement stabilisées⁵.

Les plateaux basaltiques

Les trois plateaux à l'ouest, au nord et à l'est des cônes de scories sont formés en surface par des coulées de lave basaltique. Le plus étendu de ces plateaux basaltiques, sur lequel a été bâtie la ville d'Agde, se situe à l'ouest du Mont Saint-Loup et du Petit Pioch (**figure 4**). Le replat topographique au nord du Mont Saint-Loup correspond au petit plateau basaltique de Baldy. Enfin, à l'est du Mont Saint-Loup et du Mont Saint-Martin, le plan topographique incliné entre l'étang de Luno et le marais du Petit Bagnas correspond au plateau basaltique de la Clape.

L'étude des forages de la Banque sous-sol (BSS) du BRGM⁶ montre que les basaltes du plateau d'Agde présentent une épaisseur moyenne d'une vingtaine de mètres et des épaisseurs maximales d'une quarantaine de mètres dans la partie centrale et centre-orientale du plateau à l'ouest du Mont Saint-Loup et du Petit Pioch (**coupes C1 à C6, figure 6**). À l'est du Mont Saint-Loup, le plateau basaltique de la Clape est composé par une coulée de lave dont l'épaisseur varie d'une quinzaine de mètres sur la bordure sud-ouest à moins de 10 m en direction du marais du Petit Bagnas au nord (**coupes C7 et C8**). Les plateaux basaltiques d'Agde et de la Clape ont été partiellement recouverts par des sables littoraux, respectivement dans leur partie méridionale (**coupes C5 et C6**) et septentrionale (**coupes C7 et C8**).

En règle générale, les coulées de lave des plateaux basaltiques sont supposées avoir été émises à partir de fissures situées à la base des cônes de scories⁷. Par ailleurs, des couches de dépôts scoriacés d'une épaisseur comprise entre 10 et 20 m ont été repérées à plusieurs endroits sous les laves du plateau d'Agde d'après les forages de la BSS du BRGM, comme au nord de la ville d'Agde (**forage 10403X0382, coupe C1**), ainsi qu'au centre du plateau

(**forage 10403X0273, coupe C4**). Ces épais dépôts scoriacés sont probablement associés à des petits cônes de scories recouverts par les basaltes du plateau d'Agde. Ces appareils volcaniques supposés pourraient aussi constituer des points d'émission de lave, en plus de ceux apparus à la base des cônes de scories actuellement visibles dans le paysage.

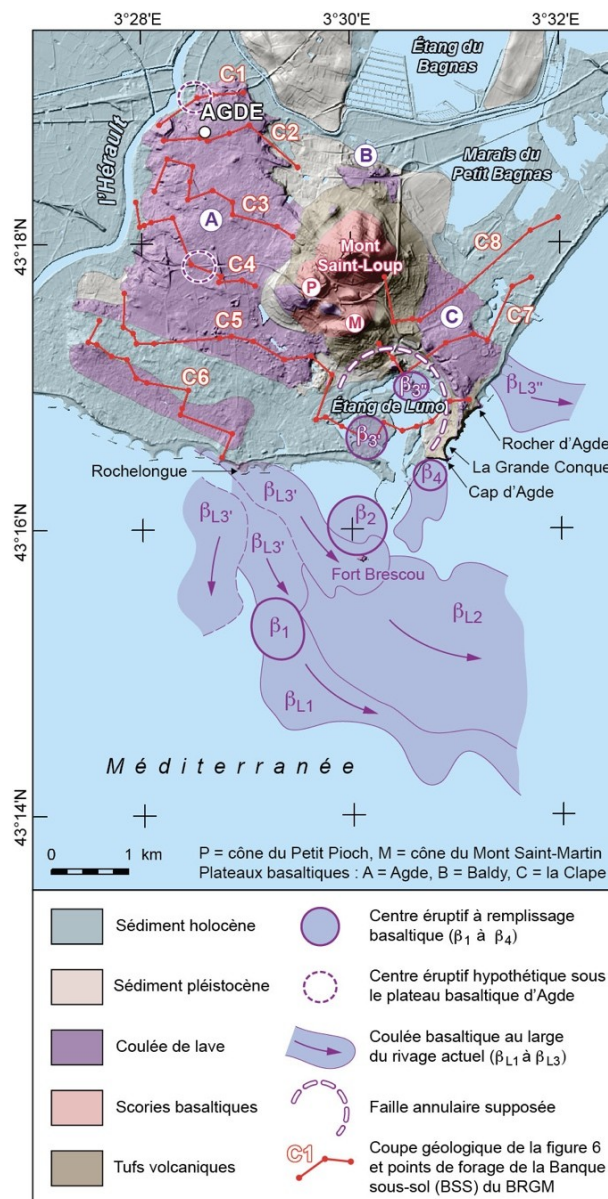
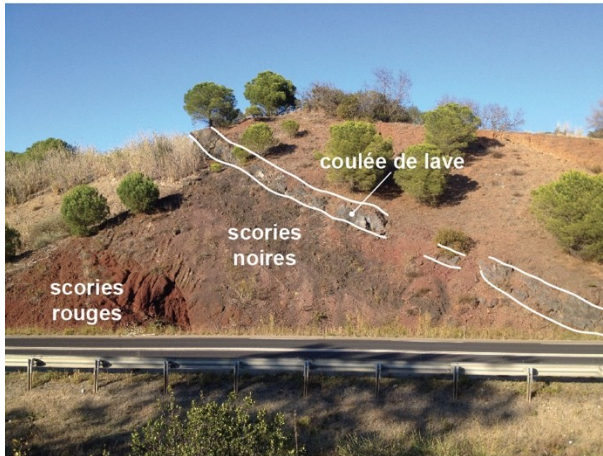


Fig. 4. Carte géologique dans le secteur d'Agde. Formations géologiques en domaine terrestre modifiées d'après la carte géologique à 1/50 000 d'Agde (BRGM). Formations volcaniques en domaine marin et dans l'étang de Luno d'après Berger et *al.* 1980.

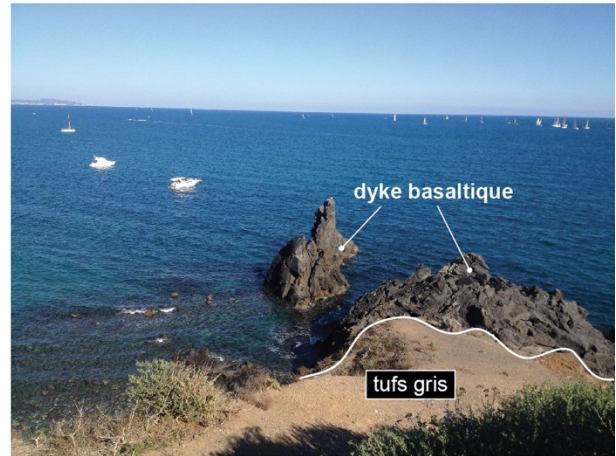
Les coulées de lave à l'origine des plateaux basaltiques ont été émises lorsque les remontées magmatiques ont atteint la surface topographique. Dans d'autres cas, le magma s'est solidifié avant d'atteindre la surface, formant des filons de basalte, aussi appelés dyke, dus à l'intrusion de lave dans les roches encaissantes. Un dyke basaltique peut être vu au nord de la Grande Conque ainsi qu'à la pointe du Cap d'Agde, où il traverse les tufs volcaniques qui constituent la falaise le long du littoral (**figure 5B**).



A. Scories et coulée de lave sur le flanc sud du Petit Pioch



B. Intrusion de lave à la pointe du Cap d'Agde



C. Couches de tufs jaunes au nord de la Grande Conque



D. Couches de tufs gris à la Grande Conque



E. Tufs jaunes fossilisés sous la coulée de lave du plateau de Baldy



F. Enrichissement scoriacé dans les tufs jaunes au nord de la Grande Conque



G. Figures de haute énergie dans les tufs gris de la Grande Conque



Fig. 5. Types de matériaux volcaniques associés aux volcans agathois. Photographies : J.-P. Degeai.

Les tufs volcaniques

Les falaises de la côte rocheuse située entre le Cap d'Agde et le Rocher d'Agde sont essentiellement composées de tufs volcaniques issus de l'interaction explosive eau/magma lors d'éruptions phréatomagmatiques. Ces tufs peuvent présenter une couleur jaune ou grise (figure 5C-D), selon les conditions environnementales et le contexte hydrique au moment de l'éruption. Ils affleurent aussi sur une grande partie du

pourtour des cônes de scories du Mont Saint-Loup, du Petit Pioch et du Mont Saint-Martin (figure 4), et sont très souvent présents sous les plateaux basaltiques d'après les forages (figure 6). En surface, le recouvrement des tufs par une coulée de lave est visible le long de la route départementale D.912 à une centaine de mètres à l'ouest de l'échangeur routier avec la route départementale D.612 au nord du Mont Saint-Loup (figure 5E).

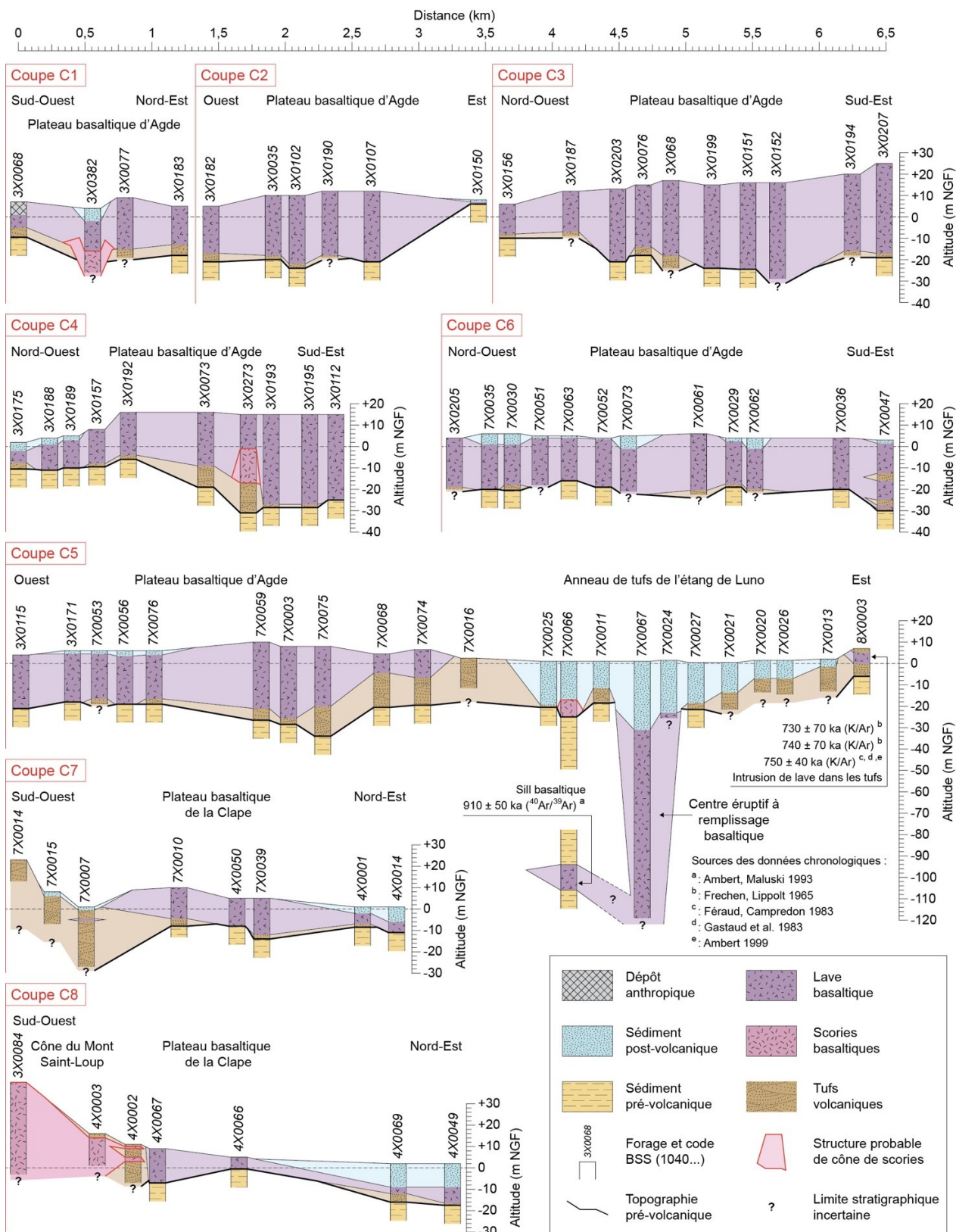


Fig. 6. Coupes géologiques des terrains volcaniques agathois réalisées à partir des forages de la Banque sous-sol (BSS) du BRGM (voir la figure 4 pour la localisation des coupes).

L'épaisseur des tufs varie selon leur localisation. Sous la majeure partie des plateaux basaltiques, les forages montrent une épaisseur de tufs inférieure à 2 m, voire l'absence de tufs (figure 6). Leur épaisseur s'accroît considérablement au sud du Mont Saint-Martin, comme l'indiquent les forages de

la partie centrale de la coupe géologique C5 et ceux de la partie sud-ouest de la coupe C7. Dans l'ensemble, les tufs sont plus épais autour de l'étang de Luno, avec des épaisseurs généralement comprises entre 10 et 20 m, et pouvant dépasser 25 m (forage 10407X0007, coupe C7). Les tufs



s'épaississent aussi sous les basaltes de la partie centrale du plateau d'Agde (**forages 10403X0073 et 10403X0273, coupe C4**), où ils atteignent entre 10 et 15 m d'épaisseur, ainsi que sur la bordure nord de ce même plateau (**coupe C1**), avec une épaisseur de 4 à 5 m. Dans ces deux secteurs, les tufs sont surmontés par 10 à 20 m de scories basaltiques. L'épaississement des tufs et la présence d'épaisses couches de matériaux issus de projections scoriacées suggèrent la présence très proche de centres éruptifs à l'origine de ces dépôts (**figure 4**). Toutefois, ces hypothétiques centres éruptifs ont été masqués par les coulées de lave sus-jacentes du plateau basaltique et ne sont actuellement plus visibles dans le paysage.

Les tufs jaunes sont essentiellement composés de cendres et de lapilli basaltiques, de taille généralement centimétrique, enrobés dans une matrice fine de couleur jaune à brun jaunâtre. Ces dépôts se présentent le plus souvent sous la forme d'un empilement de strates horizontales montrant une alternance de couches de cendres fines et de lits de matériaux plus grossiers principalement de la taille des lapilli (**figure 5C, F**). L'épaisseur de ces différentes couches de projections volcaniques varie en général du centimètre au décimètre. Cet empilement de strates témoigne des multiples explosions qui se sont succédé au cours de l'éruption. La coloration jaunâtre de la matrice fine est due à une grande quantité de palagonite issue de l'altération des verres basaltiques par hydratation⁸. Cette forte abondance de verres palagonitisés suggère la présence d'un milieu subaquatique au moment de l'éruption à l'origine des tufs jaunes d'Agde. Le processus de palagonitisation peut s'effectuer sous une tranche d'eau de faible profondeur, par exemple dans un lac, une lagune ou un domaine marin peu profond. En surface, les affleurements de tufs jaunes les plus nombreux et représentatifs se situent le long du rivage entre la Grande Conque et le Rocher d'Agde.

Les tufs gris présentent une extension spatiale moins grande que celle des tufs jaunes. Ils s'observent principalement le long des falaises sur le flanc sud du Cap d'Agde, dans la Grande Conque, ainsi qu'au-dessus des tufs jaunes au nord de la Grande Conque. Les tufs gris sont composés, d'une part, de clastes basaltiques provenant de la fragmentation du magma et, d'autre part, de débris marneux, calcaires ou gréseux issus de la désagrégation des roches encaissantes lors de l'éruption (**figure 5D, G**). Ces matériaux montrent une granulométrie très variable des cendres fines aux blocs pluridécimétriques. Les différentes strates de dépôts peuvent se présenter sous la forme de couches relativement fines d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique composées d'une alternance de cendres fines et de cendres grossières, ou bien sous la forme de couches ou de poches massives non litées d'épaisseur décimétrique à métrique contenant un mélange de particules de la taille des cendres aux blocs sans classement granulométrique apparent.

La stratigraphie des tufs gris est plus complexe que celle des tufs jaunes. En effet, tandis que les tufs jaunes affichent un empilement monotone de couches plus ou moins horizontales, les couches de tufs gris montrent, en plus des lits horizontaux, des ondulations métriques à pluridécimétriques, des discordances associées à des surfaces d'érosion interne aux dépôts, des stratifications entrecroisées, ainsi que des figures géométriques en forme de dune (**figure 5G**). Ces

dernières sont représentatives d'un mécanisme de transport et de dépôt à haute énergie produit par des déferlantes basales en milieu aérien au cours d'une éruption phréatomagmatique⁹, lorsqu'une remontée magmatique entre en contact avec l'eau de la nappe phréatique. Les différentes strates de tufs gris ont dû être déposées au cours de multiples explosions particulièrement violentes, comme ceci a pu être observé lors de l'éruption phréatomagmatique aérienne ayant abouti à la formation des maars d'Ukinrek en Alaska en 1977¹⁰. Les strates ondulées et les dunes se trouvent préférentiellement à proximité du cratère, là où l'énergie des déferlantes basales est plus élevée. Les matériaux hétérométriques contenus dans les couches massives sont supposés avoir été transportés par des écoulements denses fluidisés¹¹.

Le relief volcanique engendré par une éruption phréatomagmatique correspond à un maar ou à un anneau de tufs¹². Dans un contexte hydrovolcanique, l'efficacité de la conversion de l'énergie thermique en énergie mécanique est optimale quand le rapport eau/magma est compris entre 0,1 et 0,3, ce qui induit une forte énergie explosive et une fragmentation importante du magma¹³. Dans ce cas, la dynamique éruptive engendre la formation d'un maar. L'édification d'un anneau de tufs par des déferlantes humides s'effectue lorsque le rapport eau/magma est compris entre 0,3 et 1¹⁴, c'est-à-dire lorsque l'eau est relativement plus abondante que pour la formation d'un maar. Les anneaux de tufs et les maars correspondent à de larges cratères volcaniques entourés de débris pyroclastiques appelés tufs phréatomagmatiques¹⁵. Le diamètre du cratère peut varier de 200 à 3000 m, et la hauteur des dépôts de tufs autour du cratère est généralement inférieure à 50 m¹⁶. Le fond du cratère d'un anneau de tufs se situe au-dessus de la surface topographique pré-éruptive, tandis que le cratère d'un maar est excavé dans le substrat rocheux¹⁷. Les maars et les anneaux de tufs surmontent une structure souterraine en forme de cône évasé vers le haut appelée le diatrème¹⁸. Les explosions qui se produisent à l'intérieur du diatrème permettent de déplacer vers la surface des fragments de roches encaissantes situées en profondeur¹⁹. Le diatrème des anneaux de tufs est moins profond que celui des maars²⁰.

Les cycles éruptifs

Les principales étapes de l'évolution du complexe volcanique agathois peuvent être retracées à partir des affleurements géologiques de surface, des informations lithostratigraphiques fournies par les forages de la BSS du BRGM, ainsi que des levés magnétiques au sol et en mer jusqu'à 5 km au large du Cap d'Agde effectués dans les années 1970²¹ (**figures 4-6**). Ces derniers ont notamment permis de mettre en évidence cinq anomalies magnétiques subcirculaires de 400 à 800 m de diamètre au large du rivage actuel et dans l'étang de Luno. Ces anomalies ont été interprétées comme des remplissages basaltiques de cratères ou de conduits éruptifs formés lors d'une phase volcanique explosive²², montrant ainsi que des accumulations de lave ont colmaté plusieurs volcans. Un cycle éruptif peut être déterminé lorsqu'une phase explosive hydrovolcanique caractérisée par une interaction eau-magma évolue vers une phase effusive marquée par l'absence d'influence hydrique sur la dynamique éruptive²³. Le volcanisme agathois devrait donc avoir connu plusieurs cycles éruptifs durant lesquels



l'activité volcanique évolua d'une phase explosive à une phase effusive. Les données actuellement disponibles permettent de documenter au moins deux cycles éruptifs jusqu'à la mise en place de l'intrusion de lave ayant affecté les tufs gris au Cap d'Agde (**figure 5B**). Ces deux cycles furent respectivement associés aux dépôts des tufs jaunes et des tufs gris. Ils ont été précédés par la mise en place des coulées de lave inférieure (β_{L1}) et intermédiaire (β_{L2}) repérées en mer d'après les levés magnétiques (**figure 4**). Les deux centres éruptifs à remplissage basaltique β_1 et β_2 pourraient, à titre d'hypothèse, être à l'origine des coulées de lave β_{L1} et β_{L2} .

Le cycle éruptif des tufs jaunes

Le cycle éruptif des tufs jaunes est celui qui a eu l'extension spatiale la plus importante. Les produits volcaniques issus de cet épisode éruptif se situent essentiellement à l'intérieur des terres. Les affleurements visibles en surface permettent une bonne caractérisation de l'évolution de la dynamique éruptive d'un style explosif à un style effusif. L'activité volcanique a débuté par une éruption phréatomagmatique ayant entraîné la formation des tufs jaunes palagonitisés, démontrant ainsi la présence d'un domaine subaquatique dans le secteur agathois à cette époque. Cette éruption a probablement engendré la formation d'un anneau de tufs au niveau de l'étang de Luno, compte tenu de la forte épaisseur des dépôts de tufs jaunes dans ce secteur (**coupe C5, figure 6**). Les deux centres éruptifs à remplissage basaltique β_3 et β_3'' mis en évidence par les levés magnétiques dans l'étang de Luno et distant d'environ 500 m pourraient correspondre aux bouches éruptives de cet ancien volcan (**figure 4**).

L'existence de bouches éruptives multiples distantes de quelques centaines de mètres a pu être observée lors de l'éruption phréatomagmatique subaquatique du volcan Capelinhos à l'ouest de l'île Faial dans les Açores en 1957-1958²⁴, ainsi que lors de celle ayant abouti à la formation de l'île de Surtsey au sud de l'Islande en 1963-1964²⁵. Ces deux éruptions phréatomagmatiques récentes sont survenues en domaine marin peu profond et ont entraîné la formation de plusieurs anneaux de tufs. Dans le cas de l'étang de Luno, l'édifice volcanique initial devait probablement être composé de deux anneaux de tufs juxtaposés reliés aux centres éruptifs β_3 et β_3'' . Toutefois, l'érosion post-volcanique qui a affecté les tufs jaunes ne permet plus de distinguer dans le paysage actuel la morphologie originelle de ces deux appareils supposés.

Un forage a traversé le remplissage basaltique du centre éruptif situé dans la partie sud de l'étang de Luno (β_3) sur environ 90 m d'épaisseur jusqu'à 120 m de profondeur sans en atteindre la base (**forage 10407X0067, coupe C5**). D'un point de vue stratigraphique, ce remplissage basaltique se situe dans une position plus basse que les tufs environnants, et il est entouré par le substratum constitué de sédiments pliocènes ou pléistocènes antérieurs au volcanisme agathois (**coupe C5**). Or, les caractéristiques géomorphologiques des édifices phréatomagmatiques montrent que le cratère des anneaux de tufs n'est pas excavé dans le substrat rocheux, contrairement aux maars²⁶. Le remplissage basaltique β_3 correspond donc plus probablement à l'accumulation de lave dans le conduit éruptif de la structure interne située sous

l'anneau de tufs (diatrème), plutôt qu'au colmatage de la structure externe du cratère.

Après la phase explosive phréatomagmatique, l'activité volcanique à Agde s'est poursuivie par des éruptions stromboliennes et hawaïennes ayant respectivement abouti au dépôt de scories et à l'émission de coulées de lave. Dans le cas des volcans de Surtsey et du Capelinhos, la phase phréatomagmatique a aussi été suivie par des éruptions strombolienne et hawaïenne qui ont généré des projections scoriacées et des coulées de lave après le dépôt des tufs palagonitisés²⁷. Les observations de ces éruptions récentes ont montré que, dans les deux cas, le changement de style éruptif est intervenu à partir du moment où les deux branches de l'anneau de tufs initial, qui présentait une morphologie en forme de fer-à-cheval, sont entrées en coalescence, isolant ainsi le cratère du domaine marin et bloquant l'accès de l'eau de mer au foyer d'explosion²⁸.

Dans le secteur agathois, la transition entre le phréatomagmatisme et la dynamique éruptive strombolienne est bien visible dans les affleurements le long du littoral entre la Grande Conque et le Rocher d'Agde, où la partie supérieure des tufs jaunes affiche un enrichissement en projections scoriacées se traduisant par la présence de couches de lapilli interstratifiées dans les tufs (**figure 5F**). Ce type d'interstratification est aussi observé dans le forage 10404X0002 à la base du flanc oriental du Mont Saint-Loup (**coupe C8, figure 6**). Ce forage montre que les projections scoriacées stromboliennes ont progressivement remplacé le dépôt des tufs phréatomagmatiques. D'une façon générale, la partie supérieure des tufs situés à proximité des cônes de scories du Mont Saint-Loup, du Petit Pioch et du Mont Saint-Martin est mélangée à des débris de basalte compact ou bulleux et surtout à des scories²⁹.

L'activité volcanique du cycle éruptif des tufs jaunes s'est terminée par une phase effusive durant laquelle plusieurs coulées de lave ont été émises. Celles-ci ont formé les plateaux basaltiques d'Agde, de la Clape et de Baldy qui recouvrent une grande partie des tufs volcaniques (**figure 6**). Le passage de la dynamique phréatomagmatique à l'activité effusive est visible au nord du Mont Saint-Loup où la coulée de lave du plateau de Baldy a recouvert les tufs jaunes (**figure 5E**). Ces derniers ont été thermométamorphosés au contact de la coulée de lave très chaude, entraînant l'apparition d'une teinte rougeâtre au sommet des tufs.

La coulée de la Clape semble avoir été émise depuis la forme de relief en arc-de-cercle visible dans la topographie au nord-est de l'étang de Luno (**figures 2 et 4**). Cette forme arquée pourrait correspondre au tracé d'une faille annulaire ayant affecté la moitié nord-orientale de l'anneau de tufs de l'étang de Luno. En effet, la structure interne des édifices phréatomagmatiques est généralement délimitée par une faille annulaire au niveau de laquelle peuvent se produire des affaissements³⁰. Par exemple, l'ensemble palagonitisé de l'anneau de tufs du Capelinhos dans les Açores apparaît haché de failles annulaires³¹. Des remontées magmatiques peuvent se produire le long des failles annulaires et constituer des points d'émission de coulées de lave.

Les coulées de lave repérées sous la mer au large du littoral par la prospection magnétique se situent dans le prolongement des plateaux basaltiques d'Agde et de la Clape



(figure 4). Parmi les trois niveaux de coulées identifiées au sud du Cap d'Agde (β_{L1} à β_{L3}), seul le niveau supérieur (β_{L3}) peut être rattaché au plateau basaltique d'Agde³². Plus particulièrement, l'anomalie magnétique au sud de Rochelongue (β_{L3}) montre que les laves du plateau d'Agde se prolongent vers le large sur environ 2 km, tandis que l'anomalie magnétique au nord du Rocher d'Agde ($\beta_{L3'}$) indique que la coulée de lave du plateau de la Clape se poursuit en mer vers le sud-est sur au moins 1 km. L'îlot du Fort Brescou se situe à proximité de l'extrémité sud-orientale du niveau de coulée β_{L3} .

Les hypothétiques centres éruptifs situés sous les laves au centre et au nord du plateau basaltique d'Agde, caractérisés par la présence d'épaisses couches de tufs et de scories (coupes C1 et C4, figure 6), pourraient appartenir à ce cycle éruptif des tufs jaunes.

Le cycle éruptif des tufs gris

Après une phase d'érosion ayant affecté les tufs jaunes (figure 3B), le cycle éruptif des tufs gris s'est essentiellement manifesté autour du Cap d'Agde. Ce cycle a débuté par une phase explosive qui a engendré la formation d'un maar et le dépôt des tufs gris lors d'une éruption phréatomagmatique aérienne. Le secteur d'Agde était donc émergé au moment de ce cycle éruptif. Entre la Grande Conque et le Rocher d'Agde, les tufs gris surmontent les tufs jaunes, montrant bien l'antériorité de ces derniers. Par ailleurs, au nord de l'étang de Luno, les tufs gris s'appuient contre la bordure sud-occidentale du plateau basaltique de la Clape, qui est donc également antérieur à ceux-ci³³. Le cratère d'explosion associé aux tufs gris devrait correspondre au centre éruptif β_4 qui jouxte le rivage actuel sur le flanc sud du Cap d'Agde (figure 4), d'après le pendage, l'altitude et la répartition granulométrique des couches de dépôts³⁴.

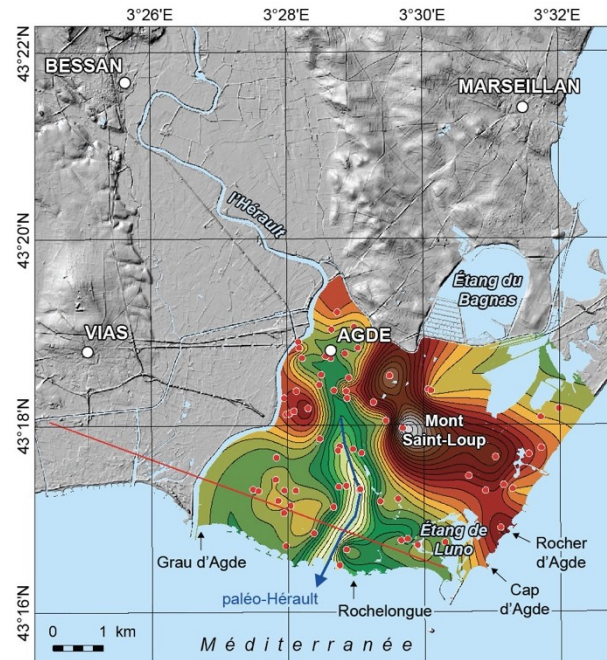
L'éruption phréatomagmatique initiale a été suivie par une phase effusive ayant entraîné un remplissage basaltique dans le cratère d'explosion ainsi que des intrusions de lave à travers les tufs. Ces intrusions correspondent aux dykes basaltiques observés à la pointe du Cap d'Agde et au nord de la Grande Conque. Ces filons de basalte pourraient avoir été engendrés par des remontées de magma le long de la faille annulaire supposée dans la partie est de l'anneau de tufs de l'étang de Luno. Le complexe intrusif se prolonge en mer sur environ 1 km au sud du Cap d'Agde d'après les données du levé magnétique (figure 4).

Évolution géomorphologique

Les volcans situés sur la commune d'Agde et les matériaux associés peuvent fournir d'importants repères paléotopographiques pour déterminer l'évolution géomorphologique à long terme du relief le long du littoral agathois et dans la basse vallée de l'Hérault. En effet, les matériaux volcaniques émis durant les phases éruptives ont fossilisé une ancienne surface topographique qui peut être reconstituée à partir de l'estimation de l'altitude du contact entre la base de la séquence volcanique et le substratum. Les structures phréatomagmatiques de maar-diatrème et les coulées de lave sont de bons marqueurs géomorphologiques pour reconstruire la topographie des anciens reliefs et pour calculer les taux d'érosion des roches environnantes autour de ces formes volcaniques³⁵. Par ailleurs, les caractéristiques stra-

tigraphiques et les propriétés physico-chimiques des différents types de tufs phréatomagmatiques (jaunes ou gris) permettent de distinguer les conditions environnementales, subaquatiques ou aériennes, au moment de l'éruption.

A. Altitudes de la surface topographique fossilisée par les volcans agathois il y a environ 850 000 ans



B. Altitudes de la basse vallée de l'Hérault lors du dernier maximum glaciaire il y a environ 20 000 ans (MIS 2)

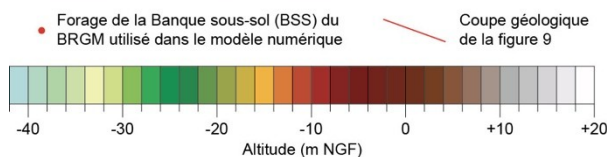
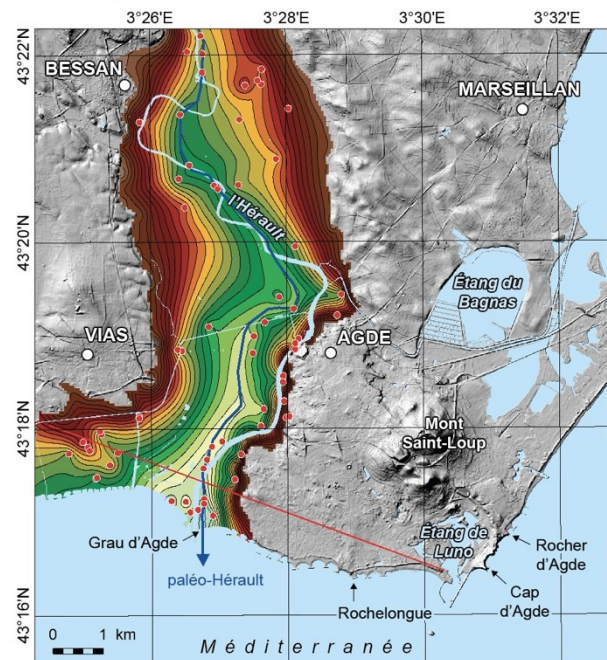


Fig. 7. Modèles numériques d'altitude de différentes paléotopographies dans le secteur d'Agde et la basse vallée de l'Hérault.



Un modèle numérique d'altitude a été créé à partir de la fonction toporaster du logiciel ArcGIS 10 afin de reconstruire la paléotopographie fossilisée par les matériaux volcaniques (**figure 7**). Cette fonction utilise le programme ANUDEM qui réalise une interpolation des valeurs d'altitude d'un raster en imposant des contraintes topographiques afin de garantir une structure de drainage connectée et une représentation correcte des interfluves et des cours d'eau³⁶. La modélisation s'appuie sur des données ponctuelles correspondant aux altitudes de la base des matériaux volcaniques du secteur agathois identifiée dans les forages de la BSS du BRGM (67 points), ainsi que sur une contrainte linéaire d'écoulement. Le modèle a été spatialement limité au fleuve de l'Hérault à l'ouest et au canal du Midi au nord.

Les résultats de la modélisation suggèrent l'existence d'une ancienne vallée fossilisée sous les laves du plateau basaltique d'Agde, entre le cours actuel de l'Hérault et le Cap d'Agde (**figure 7A**). Cette paléovallée montre une direction générale nord-sud. Le talweg situé dans le fond de la paléovallée correspondait très probablement à un ancien tracé de l'Hérault. Au niveau du rivage moderne, cet ancien cours d'eau devait s'écouler à 3 km du débouché actuel de l'Hérault au Grau d'Agde. Le talweg de ce paléo-Hérault est inférieur à -30 m NGF au sud du Mont Saint-Loup, avec une cote à environ -36 m NGF à l'ouest de la pointe de Roche-longue. Les coulées de lave situées en mer au sud de Roche-longue (β_{L1} à β_{L3}) se sont probablement épanchées dans le prolongement méridional de cette paléovallée. À l'est de celle-ci, l'altitude des points hauts d'un ancien interfluve s'étirant vers le sud-est jusqu'au Rocher d'Agde devait culminer entre 5 et 15 m NGF. Sur le versant oriental de ce paléorelief, un petit vallon apparaît au nord du Rocher d'Agde, sous le plateau basaltique de la Clape. L'altitude du fond de ce petit vallon est située à environ -15 m NGF. Au sud du Mont Saint-Loup, l'altitude de la surface topographique fossilisée par les tufs de l'étang de Luno est comprise entre -10 et -20 m NGF.

La datation de la surface topographique fossilisée par le volcanisme agathois peut être estimée à partir de l'âge des matériaux volcaniques. Les éléments chronologiques disponibles pour dater le volcanisme agathois reposent avant tout sur les méthodes de datation radiométrique potassium-argon (K/Ar) et argon-argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), ainsi que sur le paléomagnétisme des roches volcaniques (**figure 8**). Par ailleurs, la phase d'érosion qui s'est produite entre le dépôt des tufs jaunes et celui des tufs gris, bien visible sur le flanc nord de la Grande Conque (**figure 3B**), suggère que les deux cycles éruptifs à l'origine de ces dépôts volcaniques se sont produits au cours de deux périodes bien distinctes.

L'âge du cycle éruptif des tufs gris peut être évalué à partir des datations K/Ar réalisées sur le dyke basaltique du Cap d'Agde, qui ont fourni des âges de 730 ± 70 , 740 ± 70 et 750 ± 40 ka³⁷. De plus, les basaltes du dyke du Cap d'Agde montrent une polarité géomagnétique inverse³⁸. En tenant compte des marges d'erreur associées aux âges K/Ar et de l'inversion magnétique Brunhes-Matuyama à 773 ka³⁹, le cycle éruptif des tufs gris a probablement eu lieu vers 800 000 ans. Les deux âges K/Ar à 850 ± 100 et 1000 ± 200 ka⁴⁰ et l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 910 ± 50 ka⁴¹ pourraient être rattachés au cycle éruptif plus ancien des tufs jaunes qui

présente une polarité géomagnétique inverse⁴². Dans ce cas, l'âge du cycle éruptif des tufs jaunes devrait probablement se situer dans une fourchette comprise entre 850 000 et 950 000 ans. Plus spécifiquement, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 910 ± 50 ka a été réalisée sur des feldspaths provenant d'un sill basaltique traversé entre 95 et 107 m de profondeur par le forage 10407X0066 situé dans la partie occidentale de l'anneau de tufs de l'étang de Luno (**coupe C5, figure 6**). Ce sill est très proche du remplissage basaltique du centre éruptif β_3 , traversé par le forage 10407X0067 (**coupe C5, figure 6**) et pourrait lui être associé, ce qui permettrait d'attribuer vraisemblablement un âge proche de 910 ± 50 ka à l'anneau de tufs de l'étang de Luno. Par ailleurs, la datation K/Ar à 688 ± 15 ka⁴³ suggère l'existence d'une activité volcanique postérieure au cycle éruptif des tufs gris.

Les données chronologiques mentionnées ci-dessus suggèrent que la paléovallée fossilisée par les produits éruptifs des volcans agathois devrait avoir été creusée lors d'une phase d'érosion survenue avant 850 000 ans. Cette phase d'érosion pourrait avoir été associée à un bas niveau marin. Toutefois, avant d'observer les relations entre l'altitude de la paléotopographie pré-volcanique et les oscillations du niveau marin, il est nécessaire d'évaluer si la tectonique régionale a pu avoir un impact sur l'évolution du relief agathois. En effet, le plateau continental du golfe du Lion à l'est du rivage a subi au cours des 5 derniers millions d'années une subsidence estimée à 250 m/Ma à 70 km de la côte⁴⁴.

Pour évaluer le rôle de la tectonique à long terme dans le secteur d'Agde, un modèle numérique d'altitude de la paléotopographie associée à l'incision fluviale engendrée par la forte baisse du niveau marin lors du dernier maximum glaciaire il y a environ 20 000 ans a été réalisé afin d'estimer l'altitude du talweg de la basse vallée de l'Hérault à cette époque. Une différence notable avec l'altitude du talweg de la paléotopographie pré-volcanique pourrait indiquer un soulèvement ou un affaissement tectonique. Au contraire, des altitudes similaires tendraient à prouver que le secteur agathois est resté tectoniquement stable au cours du dernier million d'années. Le modèle d'altitude de la paléovallée du dernier maximum glaciaire s'appuie sur les forages de la BSS du BRGM où le contact entre le substrat pliocène ou pléistocène et les sédiments post-glaciaires a été traversé (97 points), ainsi que sur une contrainte linéaire d'écoulement. Le modèle est spatialement limité aux terrains holocènes présents dans la basse vallée de l'Hérault.

Les résultats de cette modélisation montrent une large paléovallée incisée à l'ouest du plateau d'Agde (**figure 7B**). Cette paléovallée s'étend vers le nord au moins jusqu'à Bessan. Son talweg est compris entre -30 et -40 m NGF au sud de la ville d'Agde. Une coupe géologique synthétique orientée perpendiculairement à l'axe des deux paléovallées permet d'apprécier leur degré d'incision (**figure 9**). Le paléo-Hérault pré-volcanique était encaissé de 15 à 20 m en-dessous de la surface plus ou moins ondulée d'un plateau formé dans le substrat sédimentaire pliocène à pléistocène, tandis que l'encaissement du paléo-Hérault lors du dernier maximum glaciaire atteignait une trentaine de mètres par rapport au toit du substrat sédimentaire de la rive ouest. L'altitude du talweg des deux paléovallées est relativement proche, suggérant ainsi une absence de mouvement tectonique significatif dans la basse vallée de l'Hérault au moins



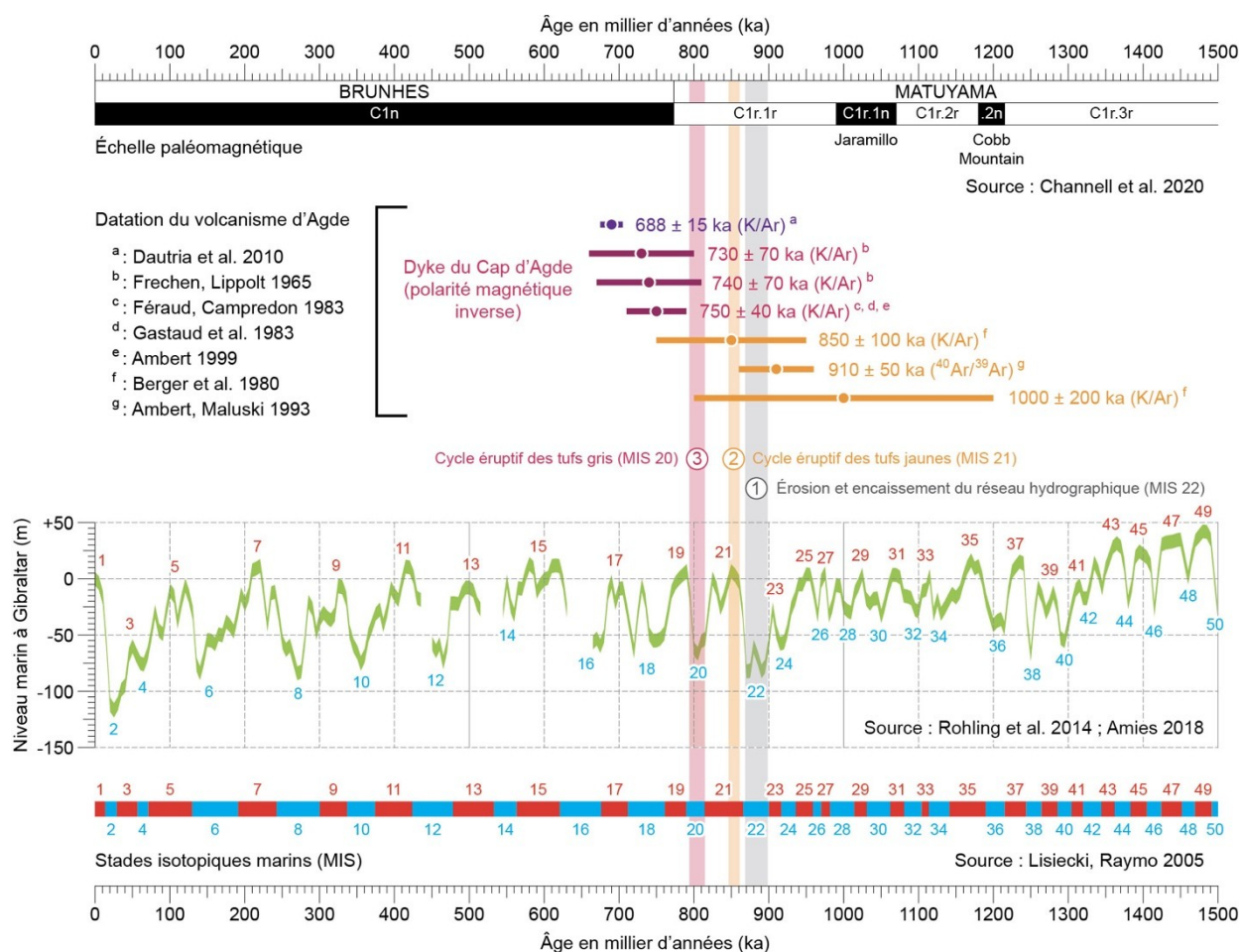


Fig. 8. Âge du volcanisme agathois et relation avec les oscillations du niveau marin. La courbe de niveau marin a été ré-échantillonnée avec une résolution de 5 000 ans.

depuis la mise en place des volcans agathois. Cette stabilité tectonique semble indiquer que le secteur d'Agde constitue l'un des points de bascule à partir desquels s'effectue la subsidence dans le golfe du Lion.

Concernant la relation entre volcanisme et oscillations du niveau marin, les tufs jaunes palagonitisés montrent la présence d'un domaine subaquatique qui pourrait être associé à une période de haut niveau marin, tandis que le dépôt des tufs gris en domaine aérien suggère un plus bas niveau de la mer. Les stades isotopiques marins (MIS) ⁴⁵ sont caractérisés par un bas niveau marin durant les périodes glaciaires et un haut niveau durant les périodes interglaciaires (**figure 8**). D'après les éléments de datations disponibles et les conditions environnementales associées aux différents types de dépôts volcaniques, les cycles éruptifs des tufs jaunes et des tufs gris pourraient être respectivement associés aux périodes de haut et de bas niveaux marins du MIS 21 et du MIS 20 ⁴⁶. Dans ce cas, la phase d'érosion ayant affecté les tufs gris avant le dépôt des tufs jaunes ⁴⁷ se serait produite pendant la transition entre le MIS 21 et le MIS 20.

Durant le MIS 21, la mer devait se situer entre 0 et +10 m d'altitude par rapport à son niveau actuel d'après la courbe de niveau marin reconstituée à Gibraltar ⁴⁸ et corrigée par les températures de surface de la mer ⁴⁹ (**figure 8**). Ceci est cohérent avec la présence d'une lagune ou d'un domaine marin de faible profondeur dans le secteur agathois au moment du

dépôt des tufs jaunes, en considérant un environnement tectonique stable dans la basse vallée de l'Hérault au cours du dernier million d'année. Le creusement de la paléovallée fossilisée par les matériaux volcaniques issus du cycle éruptif des tufs jaunes a probablement été effectué entre 870 000 et 900 000 ans durant la période de bas niveau marin qui a précédé le MIS 21, c'est-à-dire le MIS 22 (**figure 8**). Une hausse du degré d'incision fluviale à cette époque est en accord avec la forte baisse eustatique associée au MIS 22. En effet, durant cette période, le niveau de la mer est descendu à près de 90 m sous le niveau marin actuel, tandis que les bas niveaux des périodes glaciaires antérieures sont rarement descendus en-dessous de 40 m sous le niveau actuel.

D'un point de vue géomorphologique, l'émission des coulées de lave dans la paléovallée de l'Hérault a dû entraîner la formation d'un barrage volcanique qui a induit un déplacement du cours d'eau vers l'ouest. La position de la basse vallée de l'Hérault à l'ouest du plateau d'Agde a donc été acquise après 850 000 ans. Les basaltes étant des roches dures et résistantes à l'érosion, le cours d'eau a dû préférentiellement érodés les sédiments pliocènes ou pléistocènes adjacents moins résistants, selon un processus d'érosion différentielle. Ceci est probablement à l'origine du profil nettement dissymétrique de la paléovallée du dernier maximum glaciaire, dont les versants orientaux du côté du plateau basaltique d'Agde sont plus fortement inclinés. (**figure 9**) Au cours des cycles glaciaires-interglaciaires sui-

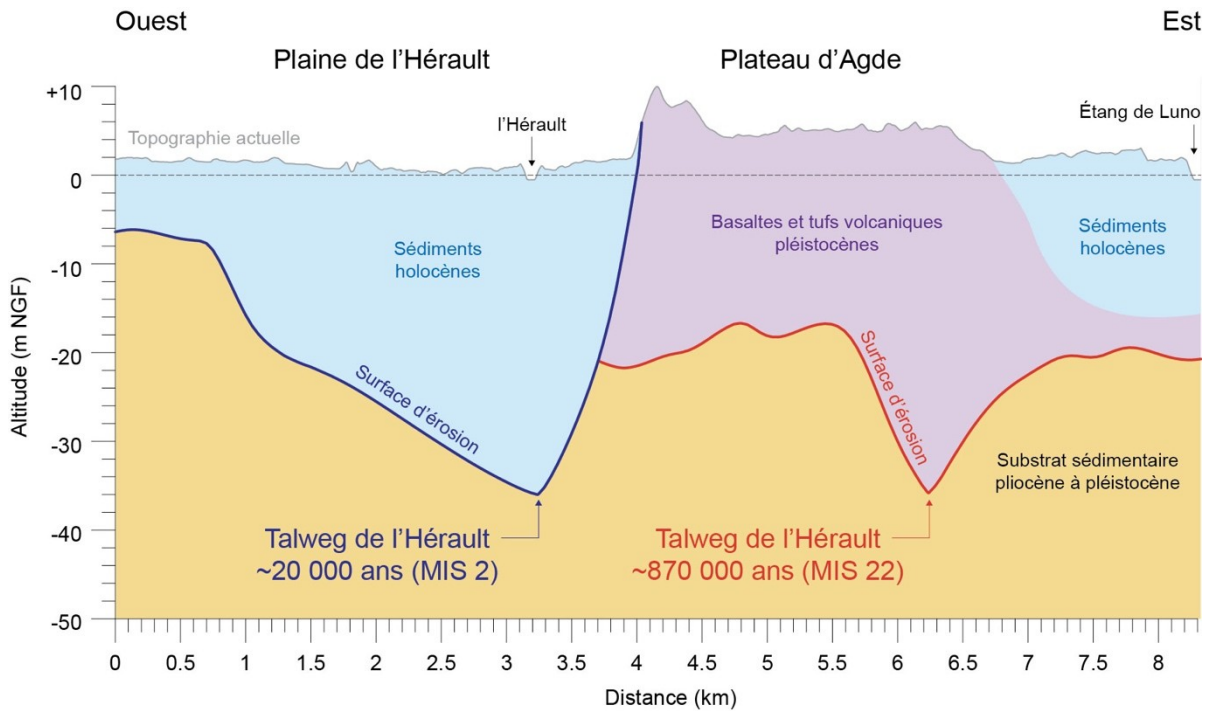


Fig. 9. Coupe géologique synthétique montrant l'évolution générale du relief littoral agathois au cours du dernier million d'années.

vants, les variations du niveau marin ont pu impliquer une succession de phases d'érosion et de sédimentation dans la basse vallée de l'Hérault, respectivement lors des bas et hauts niveaux marins. Notamment, les vagues d'érosion régressive qui ont dû se succéder lors des bas niveaux marins ont pu entraîner une extension du creusement de la vallée vers le nord, de l'aval vers l'amont.

Après le dernier bas niveau marin du MIS 2 il y a environ 20 000 ans, la remontée de la mer lors du réchauffement post-glaciaire a induit un remplissage sédimentaire progressif de la paléovallée creusée au cours du dernier maximum glaciaire. Cette paléovallée a d'abord été colmatée par des alluvions grossières composées de sables, de graviers et de galets, puis ceux-ci ont été recouverts par des sédiments laguno-marins lors de la transgression marine dans la basse vallée de l'Hérault. À 2 km au sud-ouest de la ville d'Agde, un carottage réalisé dans la plaine de l'Hérault a permis de montrer que cette avancée de la mer dans la basse vallée s'est produite il y a environ 9 000 ans d'après une datation radiocarbone réalisée vers la base des sédiments laguno-marins, laquelle est située à environ 20 m de profondeur⁵⁰. Le ralentissement de la hausse du niveau marin enregistrée il y a environ 7 500 ans en Méditerranée nord-occidentale⁵¹ a ensuite entraîné la formation de cordons sableux à l'arrière desquels se trouvaient des lagunes⁵². Finalement, celles-ci ont été progressivement colmatées lors de la progradation de l'Hérault, aboutissant à la formation de la plaine alluviale actuellement visible dans le paysage.

Les ressources volcaniques

Au cours des derniers millénaires, le volcanisme agathois a pu influencer les implantations humaines et leurs activités, en fournissant des ressources matérielles utiles à l'exploitation du territoire par les sociétés ainsi qu'un cadre topographique propice à l'installation des populations.



Fig. 10. Exemples de monuments agathois bâtis avec des pierres de construction taillées dans des roches basaltiques (localisation des monuments sur la carte de la figure 2). Photographies : J.-P. Degeai.

Celles-ci ont su tirer parti des opportunités offertes par le relief volcanique et les matériaux associés, pour des implantations stratégiques de sites d'occupation et pour la construction de bâtiments.

L'origine volcanique du paysage et du relief agathois se retrouve ainsi dans l'architecture urbaine, avec l'utilisation de roches basaltiques comme matériaux de construction pour des bâtiments en pierre de taille. Par exemple, des pierres taillées dans du basalte ont été employées pour édifier des monuments agathois emblématiques comme la cathédrale Saint-Étienne d'Agde (**figure 10A**), construite en bordure de l'Hérault, ou le Fort Brescou (**figure 10B**), construit au large du Cap d'Agde sur un îlot basaltique qui offrait un intérêt sur le plan militaire. Par ailleurs, l'aménagement des deux grandes jetées situées entre le Cap d'Agde et l'îlot du Fort Brescou a été réalisé à partir de blocs de basalte.

L'utilisation de ce matériel volcanique pour des aménagements littoraux est relativement ancienne dans le secteur agathois, puisqu'elle a été attestée dès les IX^e et VIII^e siècles avant notre ère au niveau du site archéologique de La Motte au nord-ouest de la ville d'Agde (**figure 2**). En effet, des fouilles subaquatiques dans le lit de l'Hérault ont révélé que des blocs de basalte ont été utilisés pour réaliser l'enrochement d'un rivage lagunaire à proximité d'une ancienne embouchure du fleuve vers la fin de l'âge du Bronze⁵³.

L'exploitation antique des roches volcaniques locales s'est aussi traduite par la fabrication de meules en basalte utilisées pour moudre le grain⁵⁴. Le site archéologique d'Embonne, situé au sud-est du Mont Saint-Loup (**figure 2**), a connu une importante production de meules rotatives qui a largement été diffusée en Languedoc oriental et en Provence au cours des II^e et I^{er} siècles avant notre ère⁵⁵. Des carrières disséminées sur le plateau basaltique de la Clape ont été exploitées afin d'extraire le basalte qui a servi à fabriquer ces meules rotatives⁵⁶.

Concernant le secteur de la ville d'Agde, plusieurs sites archéologiques datant du premier millénaire avant notre ère sont localisés sur la bordure nord-occidentale du plateau basaltique. Une nécropole du VII^e siècle avant notre ère a été découverte sur le site du Peyrou⁵⁷, à l'est de la cathédrale Saint-Étienne, tandis que le promontoire basaltique en rive gauche de l'Hérault (**profil topographique B-B'**, **figure 2**) sur lequel se situe la cathédrale a été le siège d'un établissement grec depuis le VI^e siècle avant notre ère jusqu'au milieu du I^{er} siècle de notre ère⁵⁸. Des études géomorphologiques et géoarchéologiques ont montré que le paysage à l'ouest d'Agde était très différent à l'époque protohistorique, puisqu'une lagune était présente en bordure du plateau basaltique à la place de l'actuelle plaine alluviale de l'Hérault⁵⁹. Au VI^e siècle avant notre ère, le promontoire rocheux sur lequel fut fondée la cité grecque d'Agde se situait à proximité de l'embouchure de l'Hérault dans cette ancienne lagune. Ce promontoire basaltique devait donc probablement représenter une position stratégique afin de contrôler l'entrée dans la vallée de l'Hérault par voie fluviale.

Plus récemment, les basses terres littorales de l'anneau de tufs de l'étang de Luno ont été utilisées dans le but de développer l'attractivité touristique de cette zone. Ainsi, l'aménagement du port de plaisance du Cap d'Agde et la création d'une base de loisirs avec un parc aquatique ont été réalisés dans le cratère d'un ancien volcan, montrant l'utilité, parfois insoupçonnée, des reliefs volcaniques pour la population agathoise.

Conclusion

La formation des volcans agathois il y a près d'un million d'années a durablement influencé l'évolution du relief et du paysage dans la basse vallée de l'Hérault. La reconstruction de la paléotopographie fossilisée par les matériaux volcaniques permet d'observer un déplacement du cours de l'Hérault à l'ouest d'Agde postérieurement à 850 000 ans. Ce déplacement vers l'ouest a été initié par la mise en place de coulées de lave dans une ancienne vallée dont le talweg se trouvait à proximité de la pointe de Rochelongue au niveau du rivage actuel. Ces coulées de lave forment le plateau basaltique sur lequel se situe la ville d'Agde. La reconstruction topographique de la paléovallée creusée lors du bas niveau marin associé au dernier maximum glaciaire montre que ce plateau constitue un élément géomorphologique structurant du paysage agathois depuis au moins les vingt derniers millénaires. Cette paléovallée présente un profil transversal dissymétrique, avec des versants plus fortement inclinés sur la bordure occidentale du plateau d'Agde et un talweg excentré vers l'est. Actuellement, la position du chenal de l'Hérault au sein de la plaine côtière entre Vias et Agde est aussi nettement excentrée vers l'est le long du plateau basaltique agathois, ce qui suggère une certaine continuité temporelle de la contrainte géomorphologique exercée par celui-ci sur la localisation du fleuve.

Concernant les liens entre relief volcanique et occupations humaines, la présence du fleuve de l'Hérault à proximité du plateau basaltique d'Agde a très probablement constitué un cadre paysager favorable à la fondation de la cité agathoise, qui bénéficiait d'une position topographique dominante en rebord de plateau ainsi que d'un axe fluvial proche utile pour le transport de marchandises par voie navigable. Ceci montre comment les reliefs volcaniques ont pu guider le peuplement d'un territoire et son organisation spatiale. À plus long terme, les implantations humaines préhistoriques de la vallée de l'Hérault, qui comptent parmi les plus anciennes d'Europe de l'Ouest⁶⁰, ont pu aussi être favorisées par le volcanisme régional. En effet, les matériaux volcaniques riches en éléments ferromagnésiens engendrent généralement la formation de sols fertiles qui peuvent assurer le développement de ressources végétales et animales favorables aux implantations humaines, même en contexte de période climatique froide, comme ceci a été démontré pour des occupations du Paléolithique inférieur dans le nord de la Méditerranée⁶¹. Les interactions entre les occupations humaines et leur environnement volcanique pourraient ainsi remonter aux temps préhistoriques dans la vallée de l'Hérault.



BIBLIOGRAPHIE

- AMBERT 1999** : AMBERT (Paul), Les formations littorales pléistocènes du Languedoc, in *Quaternaire*, 1999, Vol. 10, n°2-3, p. 83-93.
- AMBERT, MALUSKI 1993** : AMBERT (Paul), MALUSKI (Henri), Dépôts volcaniques interstratifiés au sein des formations pliocènes du littoral languedocien. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar d'une intrusion du volcan d'Agde. Conséquences, in *Géologie de la France*, 1993, n°4, p. 55-59.
- AMIES 2018** : AMIES (Jessica Doreen), *Deconvolving eastern Mediterranean planktic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$; a focus on sapropels and sea-level reconstruction*. PhD dissertation, Australian National University, Research School of Earth Sciences, 2018, 169 pages.
- ARIS 1974** : ARIS (Raymond), Le site préromain d'Embonne : une antique fabrique de meules au Cap d'Agde, in *Études sur Pézenas et sa région*, 1974, n°1, p. 3-18.
- AUBERT, LENAT 1978** : AUBERT (Maurice), LENAT (Jean-François), Extension du volcanisme français sur le plateau continental du golfe du Lion : mise en évidence et étude par levé magnétique en mer, in *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1978, Vol. 7, t. XX, n°3, p. 237-243.
- BAUDRY, CAMUS 1972** : BAUDRY (Dominique), CAMUS (Guy), Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations, in *Bulletin du BRGM*, 1972, sect. II, n°2, p. 1-53.
- BERGER et al. 1980** : BERGER (Guy), AMBERT (Paul), MAZIER (Jean), GEZE (Bernard), AUBERT (Maurice), LENAT (Jean-François), ALOÏSI (Jean-Claude), GOT (Henri), MONACO (André), *Carte géologique de la France à 1/50 000 Agde 1040. Notice explicative*, Orléans, BRGM, 1980, 31 pages.
- BERMOND et al. 2002** : BERMOND (Iouri), POMAREDES (Hervé), RASCALOU (Pierre), Évolution des centres de production et pôles de peuplement dans la vallée de l'Hérault. Les exemples d'Embonne (Agde) et Peyre Plantade (Clermont-l'Hérault), in *Revue archéologique de Narbonnaise*, 2002, Vol. 35, p. 241-258.
- BOURGUIGNON et al. 2016a** : BOURGUIGNON (Laurence), BARSKY (Deborah-Roxanne), IVORRA (Jérôme), DE WEYER (Louis), CUARTERO (Felipe), CAPDEVILA (Raymond), CAVALLINA (Chiara), OMS (Oriol), BRUXELLES (Laurent), CROCHET (Jean-Yves), RIOS GARAIZAR (Joseba), The stone tools from stratigraphical unit 4 of the Bois-de-Riquet site (Lézignan-la-Cèbe, Hérault, France): A new milestone in the diversity of the European Acheulian, in *Quaternary International*, 2016, Vol. 411, p. 160-181.
- BOURGUIGNON et al. 2016b** : BOURGUIGNON (Laurence), CROCHET (Jean-Yves), CAPDEVILA (Raymond), IVORRA (Jérôme), ANTOINE (Pierre-Olivier), AGUSTI (Jordi), BARSKY (Deborah), BLAIN (Hugues-Alexandre), BOULBES (Nicolas), BRUXELLES (Laurent), CLAUDE (Julien), COCHARD (David), FILOUX (Arnaud), FIRMAT (Cyril), LOZANO-FERNANDEZ (Ivan), MAGNIEZ (Pierre), PELLETIER (Maxime), RIOS-GARAIZAR (Joseba), TESTU (Agnès), VALENSI (Patricia), DE WEYER (Louis), Bois-de-Riquet (Lézignan-la-Cèbe, Hérault): A late Early Pleistocene archaeological occurrence in southern France, in *Quaternary International*, 2016, Vol. 393, p. 24-40.
- CAMUS et al. 1981** : CAMUS (Guy), BOIVIN (Pierre), DE GOËR DE HERVE (Alain), GOURGAUD (Alain), KIEFFER (Guy), MERGOIL (Jean), VINCENT (Pierre-Marie), Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption : le modèle éruptif « surtseyen » et les anneaux de tufs hyaloclastiques, in *Bulletin Volcanologique*, 1981, Vol. 44, n°1, p. 31-42.
- CHANNELL et al. 2020** : CHANNELL (James-E.-T.), SINGER (Brad-S.), JICHA (Brian-R.), Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives, in *Quaternary Science Reviews*, 2020, Vol. 228, 106114.
- DAUTRIA et al. 2010** : DAUTRIA (Jean-Marie), LIOTARD (Jean-Michel), BOSCH (Delphine), ALARD (Olivier), 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere–asthenosphere interplay, in *Lithos*, 2010, Vol. 120, p. 202-222.
- DEGEAI 2004** : DEGEAI (Jean-Philippe), Mesure de l'érosion post-éruptive autour des cratères de maars en inversion de relief dans le Massif central français, in *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2004, Vol. 10, n°4, p. 285-304.
- DEGEAI et al. 2018** : DEGEAI (Jean-Philippe), VILLA (Valentina), CHAUSSE (Christine), PEREIRA (Alisson), NOMADE (Sébastien), AURELI (Danielle), PAGLI (Marina), NICOUD (Élisa), Chemical weathering of paleosols from the Lower Palaeolithic site of Valle Giumentina, central Italy, in *Quaternary Science Reviews*, 2018, Vol. 183, p. 88-109.
- DEVILLERS et al. 2019** : DEVILLERS (Benoît), BONY (Gwénaëlle), DEGEAI (Jean-Philippe), GASCO (Jean), LACHENAL (Thibault), BRUNETON (Hélène), YUNG (Florian), OUESLATI (Hamza), THIERRY (Aurèle), Holocene coastal environmental changes and human occupation of the lower Hérault River, southern France, in *Quaternary Science Reviews*, 2019, Vol. 222, 105912.
- FÉRAUD, CAMPREDON 1983** : FÉRAUD (Gilbert), CAMPREDON (Robert), Geochronological and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in southern France and Sardinia: an example of the utilization of dike swarms as paleostress indicators, in *Tectonophysics*, 1983, Vol. 98, p. 297-325.
- FISHER, SCHMINKE 1984** : FISHER (Richard-V.), SCHMINKE (Hans-Ulrich), Alteration of Volcanic Glass. In (Fisher R.V., Schminke H.U. dir.) *Pyroclastic Rocks*, Berlin, Springer-Verlag, 1984, p. 312-345.
- FISHER, WATERS 1970** : FISHER (Richard-V.), WATERS (Aaron-C.), Base surge bed forms in maar volcanoes, in *American Journal of Science*, 1970, Vol. 268, n°2, p. 157-180.

FRECHEN, LIPPOLT 1965 : FRECHEN (Josef von), LIPPOLT (Hans-J.), Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten, in *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1965, Vol. 16, p. 5-30.

GASCÓ et al. 2015 : GASCÓ (Jean), BORJA (Gwendoline), TOURETTE (Christian), YUNG (Florian), VERDIER (Jean-Luc), BOUBY (Laurent), DEVILLERS (Benoît), GRECK (Sandra), BAISSÉ (François), BARTHÉLÉMY (Claude), CHABBERT (Jacques), CONSTANT (David), DEBRANT (Bérenger), DEZ (Julien), ICHÉ (Jean-Claude), LAURENT (Fabrice), PUECH (Jean-Pierre), ROUVET (Patrick), ROLLAND (Christophe), SABASTIA (Alex), Une occupation lagunaire palafittique aux IX^e-VIII^e s. a.C. : La Motte (Agde) au fond du fleuve Hérault. In (Olmer F., Roure R. dir.) *Les Gaulois au fil de l'eau. Actes du 37^e colloque international de l'Association Française pour l'Étude de l'Âge du Fer, Montpellier 2013*, Bordeaux, Ausonius Éditions, Mémoires 39, 2015, Vol. 1, p. 69-84.

GASTAUD et al. 1983 : GASTAUD (Janine), CAMPREDON (Robert), FERAUD (Gilbert), Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes, in *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1983, Vol. 7, t. XXV, n°5, p. 737-746.

HUTCHINSON 1989 : HUTCHINSON (Michael-F.), A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits, in *Journal of Hydrology*, 1989, Vol. 106, p. 211-232.

KIENLE et al. 1980 : KIENLE (Jurgen), KYLE (Philip-R.), SELF (Stefen), MOTYKA (Roman-J.), LORENZ (Volker), Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting, in *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1980, Vol. 7, n°1-2, p. 11-37.

KLOOSTERMAN 1960 : KLOOSTERMAN (Johan-Bert), *Le volcanisme de la région d'Agde, Hérault, France*, Utrecht State University, Utrecht, Geologica Ultraiectina, 1960, n°6, 79 pages.

LISIECKI, RAYMO 2005 : LISIECKI (Lorraine-E.), RAYMO (Maureen-E.), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, in *Paleoceanography*, 2005, Vol. 20, PA1003.

LORENZ 1973 : LORENZ (Volker), On the formation of maars, in *Bulletin Volcanologique*, 1973, Vol. 37, p. 183-204.

LORENZ 1986 : LORENZ (Volker), On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff-rings, in *Bulletin of Volcanology*, 1986, Vol. 48, p. 265-274.

NICKELS et al. 1981 : NICKELS (André), PELLECUER (Christophe), RAYNAUD (Claude), ROUX (Jean-Claude), ADGE (Michel), La nécropole du I^{er} Âge du Fer d'Agde : les tombes à importations grecques, in *Mélanges de l'École française de Rome. Antiquité*, 1981, Vol. 93, n°1, p. 89-125.

RABINEAU et al. 2006 : RABINEAU (Marina), BERNE (Serge), OLIVET (Jean-Louis), ASLANIAN (Daniel), GUILLOCHEAU (François), JOSEPH (Philippe), Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000

yr), in *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, Vol. 252, p. 119-137.

REILLE 2000 : REILLE (Jean-Louis), L'apparition des meules rotatives en Languedoc oriental (IV^e s. avant J.-C.) d'après l'étude du site de Lattes, in *Gallia*, 2000, Vol. 57, p. 261-272.

ROHLING et al. 2014 : ROHLING (Eelco-J.), FOSTER (Gavin-L.), GRANT (Katerina-M.), MARINO (Gianluca), ROBERTS (Andrew-P.), TAMISIEA (Mark-E.), WILLIAMS (Felicity), Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, in *Nature*, 2014, Vol. 508, p. 477-482.

SALEL et al. 2020 : SALEL (Tiphaine), FLAUX (Clément), BRUNETON (Hélène), DEGEAI (Jean-Philippe), DEVILLERS (Benoît), LEFEVRE (David), Changements du niveau marin relative à l'Holocène ancien et moyen sur la côte du Golfe du Lion, in *Quaternaire*, 2020, Vol. 31, n°1, p. 33-44.

SELF et al. 1980 : SELF (Stephen.), KIENLE (Jurgen), HUOT (Jean-Paul), Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters, in *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1980, Vol. 7, n°1-2, p. 19-65.

SHERIDAN, UPDIKE 1975 : SHERIDAN (Michael-F.), UPDIKE (Randall-G.), Sugarloaf Mountain Tephra – A Pleistocene Rhyolitic Deposit of Base-Surge Origin in Northern Arizona, in *Geological Society of America Bulletin*, 1975, Vol. 86, p. 571-581.

SHERIDAN, WOHLETZ 1983 : SHERIDAN (Michael-F.), WOHLETZ (Kenneth-H.), Hydrovolcanism: basic considerations and review, in *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, n°17, p. 1-29.

SMITH, NÉMETH 2017 : SMITH (Ian-Ernest-Masterman), NÉMETH (Karoly), Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. In (Németh K., Carrasco-Núñez G., Aranda-Gómez, J.J., Smith I.E.M. dir.) *Monogenetic Volcanism*, Geological Society, London, Special Publications, 2017, Vol. 446, p. 1-28.

TAZIEFF 1958 : TAZIEFF (Haroun), L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores), in *Bulletin de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 1958, n°67, p. 13-49.

THORARINSSON et al. 1964 : THORARINSSON (Sigurdur), EINARSSON (Trausti), SIGVALDASON (Gudmundur), ELISSON (Gunnlaugur), The submarine eruption off the Vestmann Islands 1963-64: A preliminary report, in *Bulletin Volcanologique*, 1964, Vol. 27, p. 435-445.

UGOLINI et al. 2002 : UGOLINI (Daniela), OLIVE (Christian), GRIMAL (Jean), 23. Agatha, Agde (Hérault). In (Fiches J.-L. dir.) *Les agglomérations gallo-romaines en Languedoc-Roussillon : projet collectif de recherche (1993-1999)*, Lattes, Publication de l'UMR 154 du CNRS « Milieux et Sociétés en France Méditerranéenne : Archéologie et Histoire », Monographies d'Archéologie Méditerranéenne, 13, 2002, p. 346-370.

VACCHI et al. 2016 : VACCHI (Matteo), MARRINER (Nick), MORHANGE (Christophe), SPADA (Giorgio),



FONTANA (Alessandro), ROVERE (Alessio), Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal, in *Earth-Science Reviews*, 2016, Vol. 155, p. 172-197.

VALENTINE, WHITE 2012 : VALENTINE (Greg-A.), WHITE (James-D.-L.), Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products, in *Geology*, 2012, Vol. 40, n°12, p. 1111-1114.

WHITE, ROSS 2011 : WHITE (James-D.-L.), ROSS (Pierre-Simon), Maar-diatreme volcanoes: A review, in *Journal of volcanology and geothermal research*, 2011, Vol. 201, p. 1-29.

WOHLETZ 1983 : WOHLLETZ (Kenneth-H.), Mechanisms of hydrovolcanic pyroclastic formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies, in *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, Vol. 17, p. 31-63.

WOHLETZ, SHERIDAN 1979 : WOHLLETZ (Kenneth-H.), SHERIDAN (Michael-F.), A model of pyroclastic surge. In (Chapin C.E., Elston W.E. dir.) *Ash-Flow Tuffs*, Geological Society of America Special Papers, 1979, Vol. 180, p. 177-194.

Sources cartographiques :

Carte géologique de la France à 1/50 000, Agde (1040), BRGM, Orléans, 1978.



NOTES

1. Dautria et al. 2010.
2. Bourguignon et al. 2016a ; Bourguignon et al. 2016b.
3. Smith, Németh 2017.
4. Kloosterman 1960.
5. Baudry, Camus, 1972.
6. Description lithostratigraphique des forages disponibles sur le site web InfoTerre du BRGM à l'adresse : <https://infoterre.brgm.fr>.
7. Berger et al. 1980.
8. Fisher, Schminke 1984.
9. Fisher, Waters 1970 ; Lorenz 1973 ; Sheridan, Wohletz 1983.
10. Kienle et al. 1980 ; Self et al. 1980.
11. Sheridan, Updike 1975 ; Wohletz, Sheridan 1979.
12. Lorenz 1973 ; Camus et al. 1981.
13. Sheridan, Wohletz 1983 ; Wohletz 1983.
14. Wohletz 1983.
15. Lorenz 1973.
16. White, Ross 2011.
17. Lorenz 1973.
18. Lorenz 1986.
19. Valentine, White 2012.
20. Lorenz 1973 ; White, Ross 2011.
21. Aubert, Lénat 1978.
22. Aubert, Lénat 1978 ; Berger et al. 1980.
23. Sheridan, Wohletz 1983.
24. Tazieff 1958 ; Camus et al. 1981.
25. Thorarinsson et al. 1964.
26. Lorenz 1973 ; White, Ross 2011.
27. Tazieff 1958 ; Thorarinsson et al. 1964 ; Camus et al. 1981.
28. Tazieff 1958 ; Lorenz 1973.
29. Berger et al. 1980.
30. Lorenz 1973.
31. Camus et al. 1981.
32. Berger et al. 1980.
33. Kloosterman 1960.
34. Kloosterman 1960 ; Berger et al. 1980.
35. Degeai 2004.
36. Hutchinson 1989.
37. Frechen, Lippolt 1965 ; Féraud, Campredon 1983 ; Gastaud et al. 1983 ; Ambert 1999.
38. Berger et al. 1980 ; Ambert 1999.
39. Channell et al. 2020.
40. Berger et al. 1980.
41. Ambert, Maluski 1993.
42. Berger et al. 1980 ; Ambert 1999.
43. Dautria et al. 2010.
44. Rabineau et al. 2006.
45. Lisiecki, Raymo 2005.
46. Ambert 1999.
47. Kloosterman 1960.
48. Rohling et al. 2014.
49. Amies 2018.
50. Devillers et al. 2019.
51. Vacchi et al. 2016 ; Salel et al. 2020.
52. Devillers et al. 2019.
53. Gascó et al. 2015.
54. Aris 1974.
55. Reille 2000.
56. Bermond et al. 2002.
57. Nickels et al. 1981.
58. Ugolini et al. 2002.
59. Devillers et al. 2019.
60. Bourguignon et al. 2016b.
61. Degeai et al. 2018.



Éditorial.

Dossier « Paysages »

Paysages en questions	7
Guy LAURANS	
Les paysages et le peintre	27
Jean-Pierre COURDIER	
Hommage à Gaston Baissette	35
Jean-Paul VOLLE et Christian GUIRAUD	
Hérault, de paysages en paysages	39
Jean-Paul VOLLE et Daniel BARTEMENT	
Évolution paysagère de la vallée du Salagou : L’Inversion du relief, et après ?	57
Jean-François DUMONT	
Les volcans agathois, témoins de l’évolution du relief littoral	73
Jean-Philippe DEGEAI	
Des mégalithes et des paysages sur le Larzac	89
Rémi AZÉMAR	
Ordonnancement et bonification des paysages des châteaux de l’Hérault (vers 1560-1650)	103
Laurent PAYA	
Paysages de jardins	119
Vincent LARBEY	
La colonisation contemporaine du lido montpelliérain de Villeneuve-lès-Maguelone à La Grande-Motte	135
Marie-José GUIGOU	
Le paysage de la Tuilerie de Massane, à Grabels. Paysage perçu, paysage vécu, paysage imaginaire	161
Alix AUDURIER-CROS	
Que faire des paysages sonores ?	171
Guy LAURANS	
Le vent, élément paysager et ressource énergétique	179
Christian GUIRAUD	

Varia

Les conflits du droit de pêche entre Sérignan et Vendres : État, marché, guerre et changement climatique	201
Shinya MUKAI	
Environnement et maçonnerie d’une maison de l’époque moderne dans le centre d’Agde (Hérault, France)	211
Mans SCHEPERS et Henny GROENENDIJK	
Toujours tranquille, tête lourde et l’idée fixe : l’internement du sculpteur Paul Dardé pendant la Première Guerre Mondiale	221
Rafaël HYACINTHE	

Comptes rendus d’ouvrages

Maisons et fortifications en terre du Moyen-Âge dans le Midi méditerranéen (Michel-Édouard BELLET)	241
La croisade de Robert Ménard, Une bataille culturelle d’extrême droite (Christine DELPOUS-DARNIGE)	243

1^{re} de Couverture :

« **Mouette sur l’étang du Méjean** » par Gérard CALVET (Collection particulière)

Directeur de la publication

Christian GUIRAUD

Coordinateurs de la rédaction

Michel-Édouard BELLET, Guy LAURANS

Comité de rédaction

Alain ALQUIER
Hélène CHAUBIN
Sandra CLOZIER
Julien DUVAUX
Jean-Claude FORET
Raymond LOPEZ
Christian ROCHE
Jean SAGNES
Jean-Paul VOLLE

Revue fondée en 1970 par *Les Amis de Pézenas*, éditée par l’Association Études sur l’Hérault, avec le concours du Département.

Édition :

Association Études sur l’Hérault
Président d’honneur : Jean NOUGARET (†)
Président : Christian GUIRAUD

Siège :

Boîte postale :
Études sur l’Hérault
Maison départementale des Sports
66, place Égalité
34080 Montpellier

Couverture et mise en page

Raymond LOPEZ
Études Héraultaises

Impression

Couleur et Impression
Parc Agropolis
2214 Blvd. de la Lironde
34980 Montferrier-sur-Lez

Site internet

<https://www.etudesheraultaises.fr>

Webmaster

Raymond LOPEZ
etudesheraultaises@gmail.com



Prix : 25,00€ TTC



16214609