

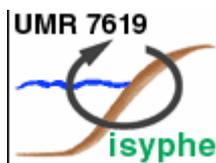
**Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud,
Ecole des Mines de Paris
& Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts**

**DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie
Filière Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives**

**Etude des paléo-circulations de fluides de la bordure cévenole à
l'Eocène, engendrées par l'orogénèse pyrénéenne, potentiellement
responsables des minéralisations de type Mississippi Valley.**

Anne Jost

Directeurs de recherche : Ghislain de Marsily – Sophie Violette



Laboratoire de Géologie
Appliquée – U.M.R. Sisyphe
Université Paris VI
4 place Jussieu
75252 Paris Cedex 05

Septembre 2001



Etude des paléo-circulations de fluides dans la bordure cévenole à l'Eocène, engendrées par l'orogénèse pyrénéenne, potentiellement responsables des minéralisations de type « Mississippi Valley ».

Mots clés. – paléohydrogéologie, modélisation numérique, circulation gravitaire, MVT, bordure cévenole, orogénèse pyrénéenne, salinité.

Résumé. - La gravité est généralement reconnue comme le moteur le plus probable des circulations souterraines régionales de saumures responsables des dépôts de type « Mississippi Valley ». Les études récentes sur la datation des gisements de plomb-zinc de la bordure cévenole ayant fait apparaître un âge Eocène, l'hypothèse d'une migration des fluides minéralisateurs liée à l'élévation des Pyrénées s'est trouvée renforcée. Une modélisation numérique de ces paléo-circulations sur les marges cévenoles a été mise en œuvre dans ce mémoire.

La paléogéographie du secteur à l'Eocène, depuis les Pyrénées jusqu'aux Cévennes, a été reconstituée. Divers transects ont été envisagés, pour aboutir à une transversale Montagne Noire-mine des Malines, retenue pour sa plus grande simplicité et afin de tester une hypothèse de circulation plus locale.

La modélisation des écoulements de fluide et de chaleur sur ces géométries s'appuie sur des données de température et de composition des fluides, résultant de l'analyse des inclusions fluides des minéralisations. En particulier, la détermination des températures des différents changements de phases à basses températures au sein d'une inclusion fluide est indicatrice de la nature du système et des sels présents, de même que de la quantité de sels dissous. De telles mesures ont été acquises sur des échantillons issus des marges cévenoles, confirmant les données déjà disponibles, faisant état de saumures Na-Ca-Cl, de salinité élevée.

Le code METIS (Ecole des Mines) a été utilisé pour tester les scénarios de transferts, en prévoyant des propriétés hydrodynamiques des séries susceptibles de permettre un écoulement des fluides. Dans l'hypothèse choisie, la Montagne Noire constitue un point haut. Le drainage se fait en profondeur. Les formations perméables en jeu sont les dolomies cambriennes, la couverture sédimentaire étant considérée comme un couvercle imperméable. Les fluides convergent vers le lieu de dépôt par l'intermédiaire d'une zone fracturée.

Les simulations numériques en régime permanent font état de températures de l'ordre de 80°C au site de dépôt. Ces températures se situent plutôt dans la tranche inférieure des valeurs attendues. Un test de sensibilité a démontré que des températures jusqu'à 130°C pouvaient être atteintes par forçage de paramètres tels que la perméabilité et la géométrie des aquifères, et à l'aide d'un flux thermique de 120 mW.m⁻². Les débits produits en sortie sont de l'ordre de 7 L.s⁻¹, ce qui correspond à des durées de circulation de 0,5 à 5 millions d'années.

La question de l'origine des fortes salinités des saumures a été abordée dans un second temps, par une modélisation couplée des écoulements, de la chaleur et du sel. Dans le modèle, une première phase d'infiltration des saumures dans des conditions évaporitiques, favorisée par des zones de perméabilité verticale élevée, est suivie de la phase proprement dite de circulation gravitaire et de lessivage du sel. Le résultat des simulations suggère une longévité maximale du processus de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années.

The role of gravity-driven flow relative to the Pyrenean orogeny in the genesis of the Cévennes « Mississippi Valley Type » ore deposits in Eocene time.

Key words. – paleohydrogeology, numerical modeling, topography-driven circulation, MVT, Cévennes margin, Pyrenean orogeny, salinity.

Abstract. - Topography-driven flow is generally accepted as the most plausible mechanism for forming Mississippi Valley Type (MVT) districts worldwide. Carbonate-hosted lead-zinc ore deposits in the Cévennes margin provide good examples where ancient groundwater migration controlled ore formation. Recent paleomagnetic study yielded a specified direction of remagnetization corresponding to Paleocene to Lower Eocene age. This age is relative to the uplift of the Pyrenees and argues in favor of a gravity-driven flow model.

The evolution of temperature and fluid circulations is studied from a geological reconstitution extending across the Causses basin onto the adjacent Cévennes margin. Metal-bearing brines moved northeastward away from the Montagne Noire, leaked into the Paleozoic strata and discharged upwards along faults in the ore location. Fluid circulations are focused through the Cambrian dolomites aquifer.

Numerical simulations of basin-scale flow are used in this study to quantify the role of topographically-driven groundwater flow in the genesis of the carbonated-hosted lead-zinc deposits. The numerical modeling is performed along the vertical two-dimensional reconstructed section. The modeling results suggest paleoflow rates of 7 L.s^{-1} , and paleotemperatures in the order of 80°C . Based on these results, the Cévennes deposits could have formed over a time interval of 0.5 to 5 million years. A sensitivity analysis is used to show that gravity-driven flow systems, associated with a regional heat flow of 120 mW.m^{-2} , and under a range of conditions concerning both permeability and geometry of the aquifer, were capable of providing favorable fluid flow rates and temperatures on the order of 130°C for ore formation near the southern edge of the Causses basin.

The second part of this modeling study examines the unresolved question of the source of the high salinities in the mineralizing fluids. Salinities and temperatures of fluid inclusions in MVT deposits provide salinities between 15 and 25 wt.% NaCl equiv., with homogenization temperatures between 80 and 160°C . Aqueous inclusions in fluorite in two of the Cévennes MVT deposits have been studied by microthermometry. The melting points of ice define salinities in the range to 2.5 to 21 wt.% NaCl equiv. Previous evaporative concentration of surface water, infiltration and salinization of a deep aquifer are proposed to account for the large volumes of brine. Results of numerical experiments carried out in this study demonstrate that the duration of flow is on the order of several tens of thousands of years.

Sommaire

Introduction	5
Données géologiques.....	7
Contexte gîtologique (Macquar et al., 1990).....	7
Cadre géologique (figure 2)	7
Contraintes.....	10
Datation des phases minéralisatrices.....	10
Contraintes géochimiques	10
Modélisation des écoulements et du transport de chaleur.....	13
Approche	13
Reconstitution des géométries à l'Eocène entre les Pyrénées et les Cévennes	13
Système hydrogéologique	20
Résultats des modélisations numériques	23
Etude de sensibilité et discussion	24
La question de la salinité	29
Géochimie des fluides minéralisateurs.....	29
Modèles d'acquisition des fortes salinités.....	29
Modélisation des circulations salines	30
Résultats	31
Discussion	32
Conclusion.....	34
Remerciements	35
Références	36
Annexes	43

Introduction

Les circulations souterraines jouent un rôle important dans de nombreux processus géologiques. Elles ont été notamment reliées à la présence de minéralisations de plomb-zinc, dites de type « Mississippi Valley » (MVT). Ces gisements, marqueurs des paléo-circulations, sont sensibles aux variations de température et de composition chimique des fluides. Ainsi fournissent-ils des contraintes irremplaçables sur la nature des fluides qui ont circulé à travers la croûte ainsi que sur la ou les source(s) de ces fluides. Sur la base de ces contraintes, des tentatives pour reconstituer les migrations de fluides à l'origine des minéralisations ont donné le jour à de nombreux modèles. Les différents mécanismes proposés ont pu être validés sur des sites porteurs de minéralisations MVT.

Les minéralisations de type « Mississippi Valley »

Les minéralisations à plomb-zinc du type « Mississippi Valley » s'observent en bordure des bassins sédimentaires, généralement dans des roches carbonatées faiblement enfouies. Elles forment une famille de minerais épigénétiques variée, précipités à partir de saumures Na-Ca-Cl, à des températures modérées s'échelonnant entre 75 et 200°C, et sans lien génétique avec une activité magmatique (Leach & Sangster, 1993). Ce minerai représente une large proportion des ressources mondiales en plomb et en zinc. Les minéralisations sont principalement constituées de sphalérite, galène, pyrite, barytine et fluorite.

Les mécanismes de circulations

Traditionnellement, la migration des fluides minéralisateurs à l'échelle d'un bassin sédimentaire est associée à trois mécanismes distincts : la compaction, la thermo-convection et la gravité. La compaction des sédiments sous l'effet de leur propre poids ou de contraintes tectoniques, provoque l'expulsion des eaux (Noble, 1963 ; Cathles & Smith, 1983 ; Bethke, 1986). La relaxation périodique de zones en surpression due à la compaction en est une expression brutale et catastrophique (Vasseur & Burrus, 1990 ; Cathles, 1997). La convection naturelle dans les couches perméables, liée aux contrastes de densité des fluides, engendrés par des variations de température ou éventuellement de salinité, peut être une force significative. Les circulations dites gravitaires sont liées à une émergence et un soulèvement des bordures du bassin par la tectonique. L'infiltration des eaux météoriques sur les zones hautes met en charge les aquifères continus du bassin (Garven & Freeze, 1984 ; Garven, 1985 ; Bethke, 1986).

La datation

Les études récentes portant sur l'âge de la minéralisation ont fait avancer le débat sur l'origine des minerais et des fluides minéralisateurs, en offrant une possibilité de valider les modèles proposés. Le développement de la datation paléomagnétique a notamment été déterminant. Les âges obtenus permettent de relier les processus minéralisateurs aux événements majeurs qui ont ponctué l'histoire géologique du site.

Le problème de la salinité

Une condition nécessaire pour la genèse de minéralisations MVT est la disponibilité de saumures. Les salinités élevées des fluides minéralisateurs, entre 15 et 25% eq. poids NaCl, facilitent la mise en solution et le transport des métaux. La question de l'origine de la salinité se pose dans le cas d'une circulation de type topographique, alimentée sur les points hauts par une recharge en eau douce météorique.

Les gisements de plomb-zinc de la bordure cévenole sont un cas d'étude remarquable des minéralisations de type « Mississippi Valley ». La connaissance géologique et gîtologique du domaine est approfondie et de nombreuses contraintes géochimiques y sont disponibles. Ces données actuelles apportent des réponses sur la nature, l'âge et le volume des fluides nécessaires aux minéralisations. Reste à caractériser les chemins empruntés par les fluides. La datation paléomagnétique (Rouvier et al., 2001a et b), en mettant en évidence un âge Paléocène – Eocène inférieur, contemporain de l'orogénèse pyrénéenne, a fourni des résultats consistants avec le modèle de circulation gravitaire. Dans cette hypothèse de migration, il est ici proposé une modélisation numérique des écoulements de fluides, de chaleur et de sels à l'origine des gisements MVT de la bordure cévenole, sur des géométries 2D reconstituées. L'idée est de tester la sensibilité du jeu de paramètres à travers différents scénarios de transferts, et d'élucider l'origine de la salinité.

Données géologiques

Contexte géologique (Macquar et al., 1990)

Les gisements de plomb, zinc et baryte MVT localisés dans les Cévennes, sur la bordure faillée des bassins mésozoïques qui bordent ou recouvrent la partie sud du Massif Central, sont pour la plupart contenus dans des grès ou des roches carbonatées du Trias au Crétacé basal. Les minéralisations se présentent sous diverses formes : disséminations stratiformes ou fissurales, lentilles concordantes, amas pénécordants ou sécants, filons. Elles se répartissent le long de failles N20-40 et N90-135.

L'essentiel des concentrations se trouve sur la bordure est des Cévennes, où elles sont évaluées à 2 Mt de plomb-zinc, environ 5 Mt de pyrite et 2 Mt de fluorite tandis que sur la bordure ouest, seuls le plomb et le zinc, dont le tonnage est estimé à 250 000 t, ont jadis présenté un intérêt économique. Les gisements les plus importants en termes de plomb et zinc sont ceux de Largentière (grès triasiques, 450 000 t) et des Malines (carbonates cambriens et jurassiques, 1 000 000 t) ; le reste se répartit en quelques gisements de 50 000 à 100 000 t (Croix-de-Pallières, Carnoulès, Trèves, Villemagne et Le Bleymard) et de nombreux autres, plus petits encore, notamment sur la bordure est (figure 1).

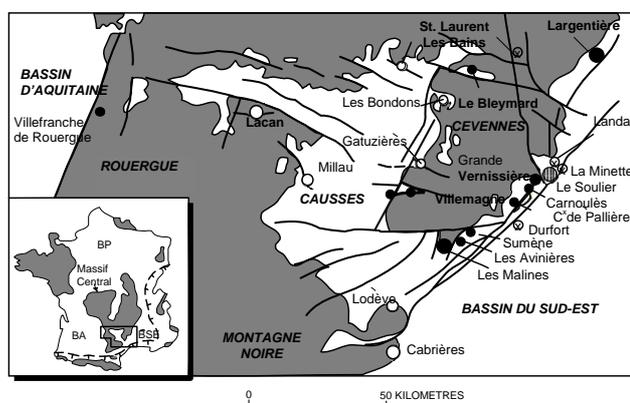


Figure 1 : Localisation des mines principales de la bordure cévenole. En inclusion, localisation du Massif Central, du Bassin d'Aquitaine (BA), du Bassin de Paris (BP), du Bassin du Sud-Est (BSE) (d'après Leach et al., 2001).

Cadre géologique (figure 2)

Les Cévennes correspondent aujourd'hui à un horst allongé N20, entouré par deux bassins sédimentaires mésozoïques : à l'ouest et au sud, le petit bassin des Causses au cœur duquel se trouvent près de 2000 m de formations d'âge allant du Trias au Jurassique supérieur ; à l'est, le bassin du Sud-Est de la France, avec 8000 à 9000 m de formations triasiques à crétacées. Ce horst est constitué par des formations protérozoïques à siluriennes, plissées, métamorphisées et recoupées par des granites, tardi-hercyniens. Les grandes failles N20-40 et N90-135 qui le délimitent et le découpent, sont apparues pour la plupart au Carbonifère supérieur ou au Permien (Macquar, 1973 ; Arthaud & Matte, 1975). Ces failles sont des structures majeures pour l'évolution tectonique de cette zone parce que certaines d'entre elles ont joué pendant et après le Mésozoïque. Elles ont eu des effets en tant que limite de sédimentation et de déformations cénozoïques et ont contrôlé la géométrie des bassins.

Du Trias à la fin du Jurassique moyen, les failles tardi-hercyniennes jouent consécutivement aux distensions WNW-ESE associées au rifting continental thétysien et le horst cévenol s'ébauche sous la forme d'une vaste ride dissymétrique, allongée N20, correspondant au basculement vers l'ouest d'un bloc de socle (Macquar et al., 1990), séparant le bassin du Sud-Est du petit bassin subsident des Causses.

Au cours du Crétacé inférieur, le faisceau de failles est-cévenoles fonctionne à nouveau dans le cadre de l'individualisation d'une vaste zone haute entre les bassins d'Aquitaine et du Sud-Est, le « haut-fond occitan » dont une large part, sinon la totalité, émerge définitivement.

La *phase compressive pyrénéenne*, reflet de l'établissement de conditions de convergence des plaques Europe et Ibérie, a débuté au Crétacé supérieur dans les zones sud et axiale des Pyrénées, se concentrant dans un premier temps près de la Faille Nord-Pyrénéenne (Choukroune, 1976). Elle s'est poursuivie jusqu'à l'Eocène terminal dans tous les domaines concernés (Mattauer & Proust, 1962). Le début du plissement a été initié au Paléocène - Eocène inférieur, se limitant à la partie sud du Languedoc. Au Bartonien, l'ensemble du Languedoc a été mis sous contrainte, la zone nord se plissant aussi (Arthaud & Séguret, 1981).

Cette compression, de direction moyenne principale N15E (Arthaud & Laurent, 1995), touche le socle et la couverture avec des effets différents selon la localisation par rapport à la zone axiale pyrénéenne. Le socle est peu affecté, essentiellement par le rejeu des failles tardi-hercyniennes alors que la couverture, très hétérogène, est déformée selon l'épaisseur de la colonne stratigraphique et la lithologie. Dans l'avant-pays languedocien, cette phase est marquée par des plis et des chevauchements E-W ou bien NW-SE. Les plis pyrénéens ont été affectés plus tard par des décrochements senestres NE-SW à NNE-SSW, en particulier la faille des Cévennes (Séguret & Proust, 1965 ; Macquar, 1973). Une telle évolution concerne principalement la zone située au sud-est de la faille des Cévennes. Au nord-ouest de cette faille, la zone tabulaire est principalement affectée par des failles inverses E-W et des décrochements senestres mais les plis ne sont pas complètement absents. De façon générale, les structures pyrénéennes sont d'âge Eocène terminal, datées par une sédimentation syntectonique.

A l'Oligocène, le rejeu des failles N20-40 conduit à l'individualisation du horst cévenol (Macquar, 1973) et de fossés comme celui d'Alès.

Par la suite et jusqu'au Quaternaire inclus, certaines failles fonctionneront encore (Ellenberger, 1980), notamment dans le cadre du soulèvement du domaine alpin s.l. qui englobe les Cévennes et les Causses.

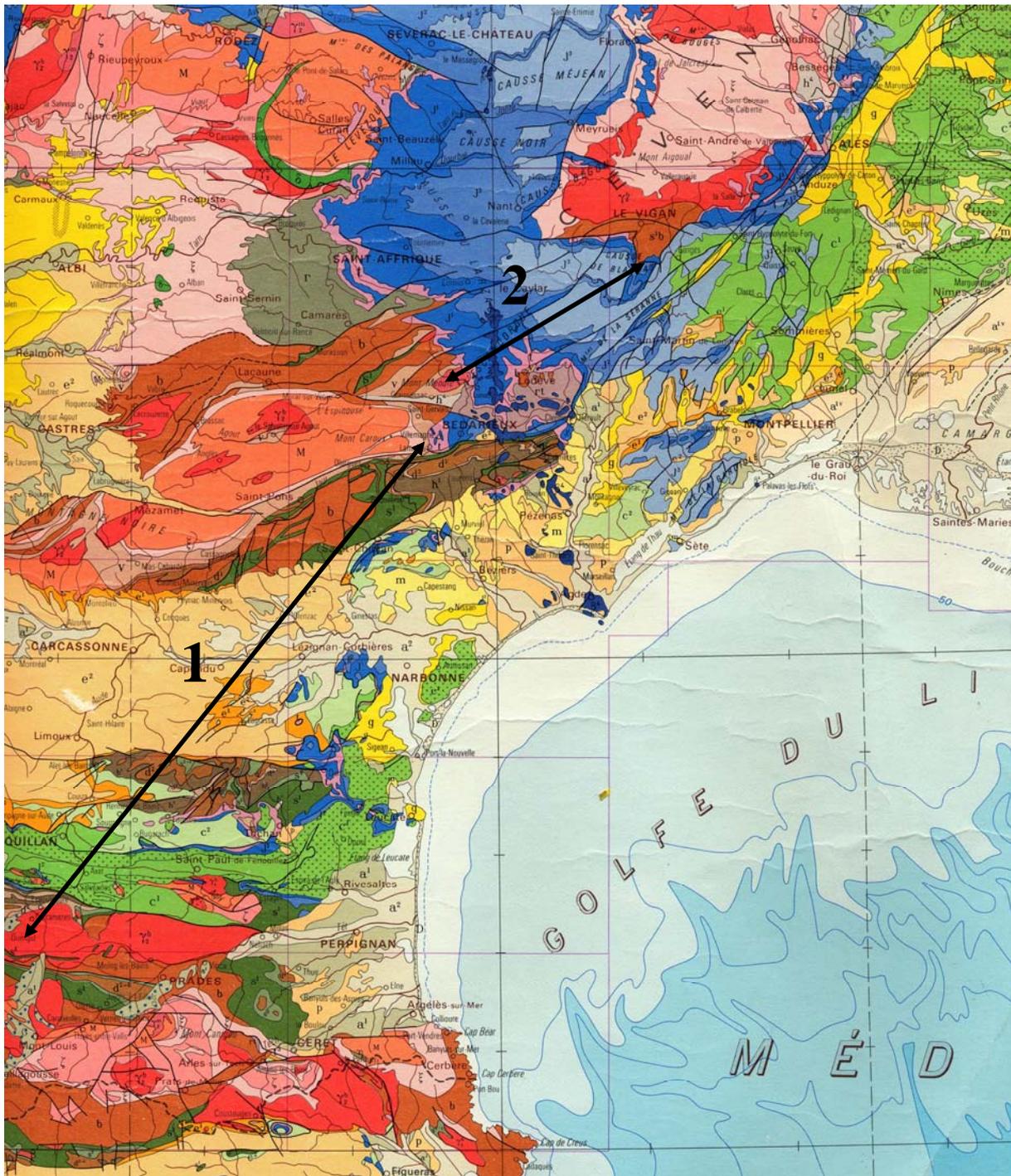


Figure 2 : Carte géologique de la région Languedoc, des Pyrénées à la bordure cévenole. Sont positionnés les deux traits des coupes reconstituées. 1 : Pyrénées-Bédarioux – 2 : Montagne Noire-Cévennes (Les Malines). Echelle : 1/1 000 000^e. (Légende : se reporter à celle de la carte géologique de la France au 1/1 000 000^e.)

Contraintes

Les contraintes principales sur la nature et l'origine des fluides porteurs des métaux sont d'une part l'âge des phases de circulation et d'autre part, les données géochimiques.

Datation des phases minéralisatrices

Les âges sont obtenus par radiochronologie sur les phases minérales et associées et paléomagnétisme de réaimantation. Les traces de fission permettent également de déterminer des âges et des histoires thermiques.

La datation paléomagnétique a été développée récemment et appliquée à de nombreux gisements MVT. Réaimantations et minéralisations coexistent fréquemment, dans les mêmes niveaux sédimentaires de l'avant-pays des orogènes. L'idée de les faire dériver d'un seul et même fluide a conduit certains auteurs à utiliser le paléomagnétisme pour dater la mise en place des concentrations métalliques, par comparaison du pôle magnétique de la réaimantation et de la courbe de dérive apparente du pôle (Symons & Sangster, 1994).

Il n'existe qu'un seul repère solide pour dater les minéralisations cévenoles : la plupart des minéralisations sont affectées par des déformations (plis, plans striés, décrochements, etc.) qui sont imputables aux compressions pyrénéennes (Macquar, 1973) ; leur mise en place est donc antérieure à l'Eocène supérieur. Les méthodes de datation paléomagnétique et radiométrique ont chacune été mise en œuvre mais ont fourni des âges en désaccord.

L'un correspond à l'extension mésozoïque. Toulkeridis et al. (1993) et Clauer et al. (1996) ont rapporté un âge liasique (environ 190 Ma) par datation K-Ar sur des illites au gisement des Malines et interprété les gisements MVT cévenols comme le résultat d'un événement hydrothermal liasique.

L'autre correspond à la compression pyrénéenne (Lewchuk et al., 2001 ; Rouvier et al., 2001a et b). Les analyses paléomagnétiques de plus de 500 échantillons de différents gisements des Cévennes, dans des roches allant du Carbonifère au Jurassique moyen, ont mis en évidence une remagnétisation «syntectonique» régionale d'âge Paléocène à Eocène (entre 60 et 50 Ma), causée par l'interaction de fluides avec les roches. Les auteurs proposent que ce fluide soit aussi responsable des minéralisations MVT. L'âge mis en évidence correspond également à celui obtenu par l'étude des traces de fission de l'apatite (Pagel et al., 1997), aux environs de 40 Ma (Eocène moyen). Des analyses isotopiques sur des échantillons de minerai de fluorite de plusieurs localités des Cévennes ont par ailleurs été réalisées, afin d'établir une datation à l'aide des systèmes isotopiques U-Th, Rb-Sr et Sm-Nd, et ont confirmé les âges paléomagnétiques (Leach et al., 2001). L'âge Paléocène - Eocène révèle que la migration des fluides est contemporaine du soulèvement majeur de la zone nord-pyrénéenne.

Contraintes géochimiques

L'histoire des fluides peut être retracée par la détermination de la température et de la composition chimique des fluides minéralisateurs, préservés au sein des inclusions fluides. L'étude de l'environnement géochimique pendant le dépôt des minerais de plomb-zinc fournit des informations sur l'évolution thermique et chimique des fluides en jeu.

Les résultats de microthermométrie sur inclusions fluides font état de salinités élevées d'environ 15 à 25% eq. poids NaCl. La gamme de température est de l'ordre de 80 et 160°C, la plupart des données étant comprises entre 120 et 160°C (Sabouraud et al., 1980 ; Charef & Sheppard, 1988 ; Ramboz & Charef, 1988 ; Coudrain-Ribstein et al, en préparation). Ces

températures sont en accord avec celles trouvées par analyse des traces de fission de l'apatite : de l'ordre de $120 \pm 10^\circ\text{C}$ pendant l'Eocène (Pagel et al., 1997). Les températures de dépôt mesurées sont plus élevées que celles attendues au niveau d'enfouissement considéré. Elles témoignent d'une perturbation thermique importante, s'expliquant par la circulation de fluide chaud.

Acquisition de données géochimiques

Pour les inclusions aqueuses, la microthermométrie à faibles températures fournit des informations utiles sur la composition des inclusions fluides. Quelques données supplémentaires de cet ordre ont été acquises à l'U.S.G.S. Denver sur des échantillons provenant de deux sites MVT des Cévennes, dans le cadre de ce mémoire.

Matériel et méthode

Les trois échantillons de fluorite étudiés proviennent des sites suivants, au sein des formations indiquées : CV50b – Durfort Grande Vernissière, Sinémurien (Lias), Fe II-III ; CV8a – La Minette, Bajocien supérieur (Jurassique moyen), minerai karstique ; CV188a – La Minette, Bajocien supérieur, minerai karstique.

Les mesures microthermométriques ont été réalisées sur des lames minces, à l'aide d'un microscope Olympus BX60, équipé d'une platine Linkam. Le calibrage a été pratiqué sur des inclusions produites synthétiquement dans le quartz. Les mesures de faibles températures (inférieures à 0°C) ont été réalisées avec une précision de $0,1^\circ\text{C}$ en réchauffant les inclusions à un taux de 1°C par minute. L'étude thermométrique a consisté à mesurer les changements de phase à basse température : T_c , température de congélation du fluide piégé, T_e , eutectique ou début de fusion, $T_{f_{\text{glace}}}$, température de fin de fusion de la glace. La technique du cycling a été utilisée pour la détermination des températures de fusion de la glace.

Résultats et discussion

Les inclusions aqueuses dans la fluorite ont été observées avec un objectif $\times 100$. Des inclusions de forme et de taille différentes ont été choisies. Deux familles d'inclusions fluides s'organisent selon des lignes préférentielles, de directions opposées. Les minéraux se présentent sous la forme de cristaux translucides à blanc laiteux - beige. Les clivages sont visibles. Les inclusions fluides ont souvent une forme ovale. Elles présentent des rapports volumiques phase gazeuse/phase liquide de l'ordre de 2 à 5%. La constance des rapports volumiques au sein de l'assemblage est gage d'une conservation du volume de la cavité.



Figure 3 : Inclusion aqueuse dans la fluorite.
(CV8a - $\times 100$)

Le modèle de composition choisi afin d'évaluer la salinité est $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Ce modèle est communément utilisé ; la salinité est mesurée en équivalent-poids NaCl, reflétant une concentration de sels dissous si la solution était entièrement composée de $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ pur. C'est un modèle raisonnable, dans la mesure où de très nombreux fluides sont dominés par NaCl ou $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$. Dans le cas présent, les températures d'eutectique mesurées, de l'ordre de -52°C , sont indicatives d'un système de type $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$.

Le tableau 1 résume les données microthermométriques collectées sur les inclusions. Les salinités sont calculées à l'aide des tables proposées par Bodnar (1993) à partir des températures de fin de fusion de la glace $T_{f_{\text{glace}}}$. Elles présentent une large gamme de valeurs : de 2,9 à 21,9% eq. NaCl, avec une moyenne de 16,3%.

Tableau 1: Données microthermométriques et valeurs de salinité dérivées.

<i>Echantillon</i>	<i>CV50b(2)</i>	<i>CV188a</i>	<i>CV8a</i>
$T_{f_{\text{glace}}}$	Salinité (% eq. NaCl)	$T_{f_{\text{glace}}}$	Salinité (% eq. NaCl)
-19,4	21,96	-17,9	20,89
-18,8	21,54	-18,1	20,97
-18,8	21,54	-19,5	22,03
-18,9	21,61	-19,4	21,96
-19,3	21,89	-18,2	21,11
-19,2	21,82	-4,5	7,17
-15,6	19,13	-1,7	2,9
-18,9	21,61	-3,8	6,16
-19,3	21,89	-9,8	13,72
-10,7	14,67	-9,9	13,83
		-9,5	13,4
		-4,3	6,88
		-3,4	5,56
		-12,2	16,15
		-12,8	16,71

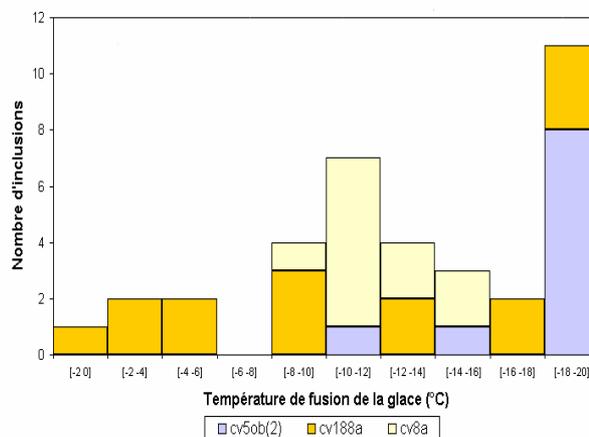


Figure 4 : Histogramme des températures de fin de fusion de la glace dans la fluorite de deux gisements de la bordure cévenole.

Les résultats obtenus se situent dans la gamme des valeurs connues pour les inclusions fluides des gisements cévenols et confirment les fortes salinités observées. Le large intervalle de salinités mesurées dans la fluorite peut s'interpréter comme le résultat du mélange des fluides profonds porteurs de métaux, appauvris en F, et des fluides de bassin superficiels riches en Ca et relativement plus appauvris en F, aboutissant à la précipitation de Ca F_2 .

Modélisation des écoulements et du transport de chaleur

Approche

L'hypothèse d'une migration de fluides issus du bassin du Sud-Est et responsables des minéralisations MVT des Cévennes a été souvent émise parmi les auteurs. Un essai de modélisation s'est focalisé sur l'expulsion des fluides de compaction des séries sédimentaires intra-bassins (Violette et al., 1999). Le transfert des fluides du centre du bassin vers la marge s'est révélé impossible. Les surpressions locales générées au cours de l'évolution du bassin sont insuffisantes pour produire les quantités de fluides attendues.

Le Carlier de Veslud et al. (1995, 1998) s'est intéressé aux circulations thermoconvectives à l'échelle de la marge, à l'aide d'un bilan des transferts fluides et thermiques, dans la paléomarge occidentale ardéchoise du bassin du Sud-Est. Des circulations de fluides sont observées à différentes époques géologiques mais le mécanisme reste local.

Les datations paléomagnétiques, qui attribuent un âge Paléocène - Eocène à la mise en place des minéralisations, renvoient à un mécanisme gravitaire. La topographie est l'un des mécanismes les plus communs et les plus puissants pour engendrer des circulations de fluides, lors d'une orogénèse. L'idée que les circulations responsables des dépôts métallifères correspondent à des mouvements à grande échelle des eaux météoriques n'est pas nouvelle. Garven & Freeze (1984), Garven (1985) et Bethke (1986) ont étudié les aspects théoriques de la circulation gravitaire et son influence sur la genèse des gisements métallifères. Les vitesses de circulations, de l'ordre du mètre par an, sont suffisamment élevées pour rendre possible un transfert de la chaleur acquise par advection et expliquer ainsi les anomalies de températures (Vasseur & Burrus, 1990). De façon similaire à la plupart des minéralisations de plomb-zinc MVT, il existerait un lien entre la mise en place des minéralisations et des événements tectoniques à grande échelle (Leach et al., 2001a). La cause de la migration des fluides serait donc à rechercher dans l'élévation des Pyrénées. L'hypothèse qui peut alors être avancée est que la surrection de la «zone nord-pyrénéenne», considérée comme l'axe de l'orogène à cette époque, a été suffisante pour permettre la mise en charge des aquifères et provoquer une migration de fluides du sud vers les bordures du bassin du Sud-Est et du bassin des Causses.

Dans l'étude présente, des simulations numériques sur une coupe 2D sont employées pour tester l'hypothèse de circulation gravitaire et investiguer les gammes de paramètres envisageables pour répondre aux contraintes imposées, principalement géochimiques mais aussi quantitatives.

Reconstitution des géométries à l'Eocène entre les Pyrénées et les Cévennes

Le choix du tracé de la coupe est motivé par la recherche d'un chemin d'écoulement potentiel pour les fluides à l'échelle régionale, entre les Pyrénées et le massif des Cévennes. Il est d'autre part contraint par la disponibilité d'informations géologiques sur le domaine concerné.

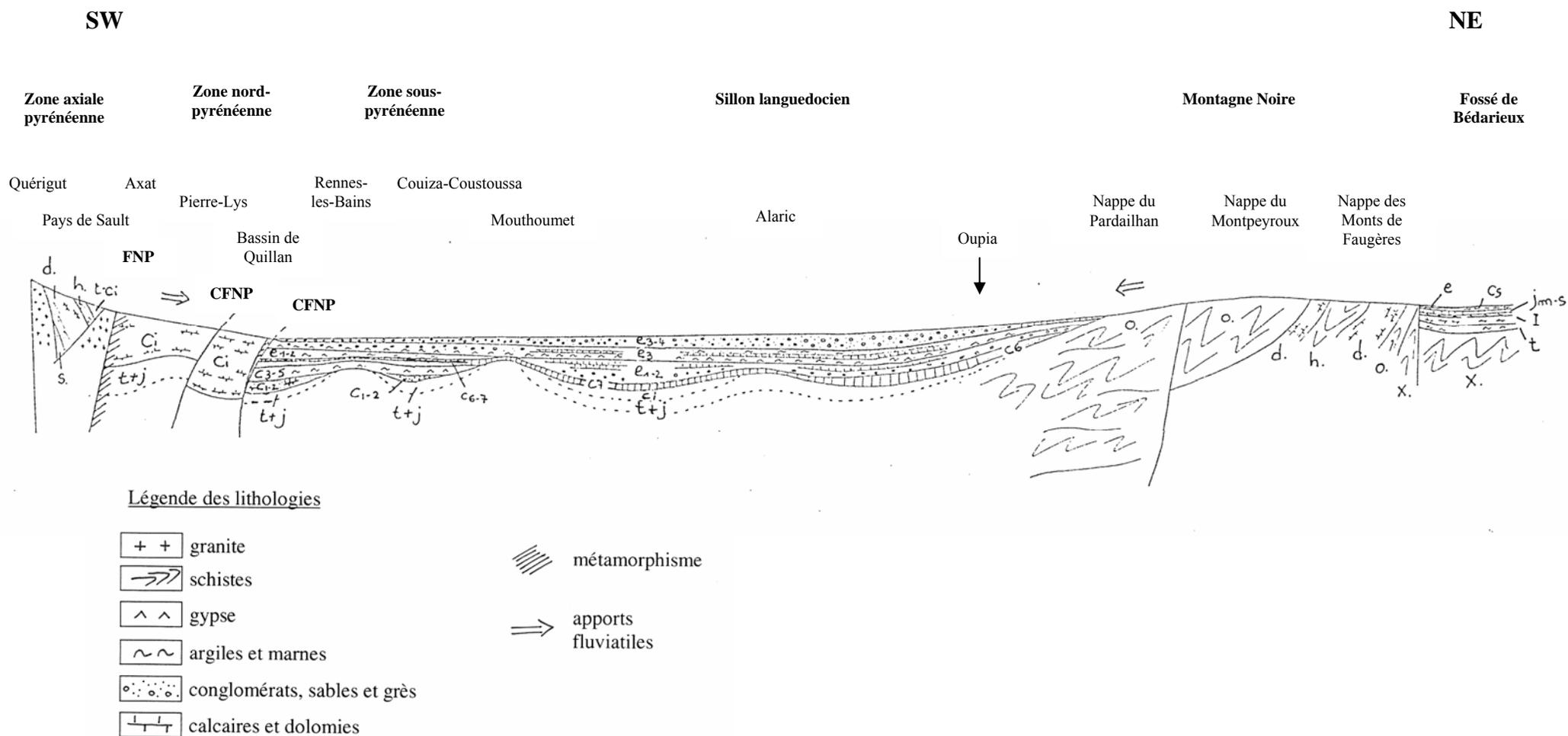
Une transversale, des granites du Massif de Quérigut-Millas (zone primaire axiale des Pyrénées) au fossé de Bédarieux, a été dans un premier temps envisagée pour la plus grande simplicité de ses structures pyrénéennes et de façon à minimiser la part d'incertitude dans la reconstitution. En effet, le réseau de failles des Cévennes sépare deux compartiments, l'un abaissé et faisant office de bassin marin à partir du Trias au sud-est, l'autre surélevé et à dominante de formations continentales du Crétacé supérieur - Eocène au nord-ouest. Ce

dernier domaine tabulaire socle-couverture est moins affecté par les déformations pyrénéennes et la géométrie à l'Eocène en est plus aisée à reconstruire.

La coupe mesure environ 130 km de long (figure 5). Elle a été reconstituée à l'Ilerdien terminal - Cuisien (Eocène inférieur), à partir des données des cartes géologiques actuelles (cartes au 1/50 000^e et/ou au 1/80 000^e de Prades, Quillan, Capendu, Limoux, S^t Chinian, Lézignan-Corbières et Bédarieux), de logs litho-stratigraphiques des forages pétroliers, des thèses ou ouvrages se rapportant aux domaines pyrénéen, languedocien et cévenol et s'intéressant à la paléogéographie des différents secteurs, tout en apportant des informations sur la nature des faciès rencontrés (Bilotte, 1978 ; Debrand-Passard et al., 1984a et b ; Durand-Delga, 1980 ; Ellenberger, 1980 ; Freytet, 1970a et b ; Jacquart et al., 1993 ; Peybernès, 1976 ; Plaziat, 1981, 1984). Elle est orientée SW-NE. La localisation de cette coupe est donnée figure 2.

La paléotopographie a été établie à partir des faciès éocènes et sur la base des profils morphologiques typiques proposés par Schumm (1987). La base de l'Eocène moyen du fossé de Bédarieux a été prise comme niveau de référence, sur lequel s'alignent les différents compartiments. Une fois le profil géomorphologique reconstitué, les séries érodées ont été comblées si nécessaire, et des mouvements verticaux ou de basculement ont permis de remettre en place les compartiments les uns par rapport aux autres. En l'absence de sondages profonds, l'épaisseur de la colonne sédimentaire, et donc la profondeur de la limite socle/couverture, peut se révéler très hypothétique, notamment lorsqu'il s'agit d'évaluer des séries non affleurantes. La reconstitution des séries sédimentaires s'est fondée sur les observations de terrains rapportées dans les notices de cartes géologiques, les thèses et ouvrages, afin d'établir des colonnes stratigraphiques de référence. On s'est également référé aux isopaches relevées dans la synthèse du bassin du Sud-Est (Debrand-Passard et al., 1984a et b). La reconstitution des structures du début de l'Eocène a tenté de tenir compte des effets ultérieurs de la tectonique en compression de l'Eocène supérieur, puis de celle en distension de l'Oligocène et enfin des conséquences de la rotation de la Corse et de la Sardaigne au Miocène.

Au Paléocène - Eocène inférieur, les zones internes pyrénéennes sont en cours de surrection, comme l'attestent les décharges conglomératiques de l'avant-pays, dans des séries en grande partie continentales. Ces mouvements sont accompagnés par le relèvement des rebords sud du bassin sédimentaire languedocien-provençal. La transition entre le Mésozoïque et le Cénozoïque marque le développement de bassins d'avant-pays tertiaires. Le sillon sous-pyrénéen se comble à la fin du Crétacé. A l'Eocène, le massif du Mouthoumet est désormais rattaché à la zone haute des paléo-Pyrénées orientales. La sédimentation se déplace vers le nord, entre ce massif et la Montagne Noire, dans le détroit de Carcassonne. Une organisation en axe creux se met en place, sous forme d'une gouttière se comblant et débordant vers le nord. L'Ilerdien inférieur et moyen voient des incursions d'eaux marines. Dès l'Ilerdien supérieur, au Cuiso-Lutézien et au début de l'Eocène supérieur, le système est à remplissage continental, remplaçant progressivement le contexte originel deltaïque de l'Ilerdien par un environnement de cône alluvial. Une sédimentation puissante (2000 m en sondage dans le Minervois) de molasse est alimentée par l'érosion des reliefs paléo-pyrénéens. Ces décharges précèdent le paroxysme tectonique (phase pyrénéenne) qui a provoqué plissement puis chevauchement d'unités tectoniques, dans le Bas-Languedoc (Bartonien supérieur). Le bassin vient mourir au nord sur le versant sud de la zone axiale de la Montagne Noire. Celui-ci est un ensemble tectonique complexe, composé principalement d'une série de nappes, constituées de formations schisto-gréseuses carbonifères, de flyschs ordoviciens, de calcaires dévoniens plissés et faillés et d'alternances faillées Dévonien inférieur-Carbonifère.



Stratigraphie : Eocène : e_{3,4} : Ilerdien-Cuisien – e₃ : Ilerdien – e₂ : Thanétien – e₁ : Vitrollien – cs : Crétacé supérieur : c₇ : Maestrichtien – c₆ : Campanien – c₅ : Santonien – c₄ : Coniacien – c₃ : Turonien – c_{1,2} : Cénomaniens – ci : Crétacé inférieur – j(m-s) : Jurassique (supérieur et moyen) – l : Lias – t : Trias – h : Carbonifère – d : Dévonien – s : Silurien – o : Ordovicien – k : Cambrien – x : antécambrien.

Figure 5 : Coupe synthétique SW-NE entre la zone axiale pyrénéenne et le fossé de Bédarieux. Echelle : verticale : 1/125 000^e – horizontale : 1/500 000^e.

Cette transversale relie la chaîne pyrénéenne à la bordure cévenole en recoupant la Montagne Noire. Les conditions de transfert de fluides du sud vers le nord en sont rendues peu favorables, les schistes ordoviciens de la Montagne Noire formant un obstacle certain au passage des fluides. Celui-ci n'aurait pu avoir lieu au niveau du socle paléozoïque qu'au travers des formations carbonatées dévoniennes ou encore par l'intermédiaire des failles transverses.

Une transversale reliant le Cap d'Agde à la mine des Malines ou tout autre transversale parallèle, comme celle reliant Sète au même gisement, serait géologiquement plus réaliste. A cette époque, la chaîne pyrénéenne court depuis les Asturies jusqu'en Provence, même si au large de celle-ci il y a maintenant un vide créé par la rotation de la Corse et de la Sardaigne au Miocène. Cette localisation orientale de l'origine du flux d'eau météorique a l'avantage de se situer en aval du faisceau d'accidents cévenols dont on connaît le rôle paléogéographique majeur depuis le Trias. La direction cévenole NE-SW est également représentée jusque dans l'avant-pays pyrénéen. De telles grandes fractures, obliques sur l'orientation E-W de la chaîne pyrénéenne, ont nécessairement joué un rôle important dans le transfert de fluides, même si ce drain n'a pu entrer en jeu pour toutes les minéralisations et notamment celles situées à l'abri de la Montagne Noire.

Très peu de données géologiques sont néanmoins disponibles le long de cette transversale. Dans le Golfe du Lion, les indices permettant de reconstituer la géométrie à l'Eocène sont nuls. La similitude des terrains de part et d'autre du Golfe, l'absence de terminaison des séries à son approche tendent à indiquer une continuité et donc la présence d'une série mésozoïque dans le Golfe (dont la totalité aurait disparue, de façon encore inexplicée). La réalisation d'une coupe théorique dans ce secteur pourrait passer par une prolongation des séries mésozoïques analogiques de part et d'autre.

Face au manque de données disponibles sur cette région, c'est une transversale Montagne Noire - Cévennes qui a finalement été retenue. Sa plus grande simplicité doit permettre de tester également et plus facilement la mise en charge des fluides minéralisateurs par gravité. Cette idée se fonde sur la constatation d'un domaine hétérogène, où il existe des points bas et des points hauts, tels le massif de la Montagne Noire, constituant autant de zones de recharge, et perturbant une circulation à plus grande échelle. C'est donc un schéma plus local qui est ici mis en avant.

Dans cette hypothèse, la Montagne Noire est un point haut relatif, mais un relief peu élevé, situé en contrebas par rapport aux Pyrénées, et constitue une zone de recharge alimentée par les précipitations. Un gradient de charge, proportionnel à l'élévation, permet la mise en place d'un flux en direction de l'exutoire cévenol.

La coupe reconstituée à l'Eocène moyen s'étend entre les massifs anciens de la Montagne Noire et des Cévennes, sur environ 70 km de long (figure 6). Elle traverse l'extrémité méridionale du bassin des Causses, dans le secteur dit « seuil caussenard », jusqu'au horst de S^t Bresson, au niveau du gisement des Malines (1 000 000 t). Elle prolonge en direction du NE la coupe précédente (figure 2).

La géologie du bassin des Causses est relativement bien préservée et des courbes isopaches sont disponibles pour les différentes formations (Aubague et al., 1966 ; Ziserman, 1970 ; Michard & Coumoul, 1978). La succession des dépôts depuis la limite socle-couverture a été établie à l'aide de ces cartes isopaches et des cartes géologiques (feuilles au 1/50 000^e de Bédarieux, Le Caylar, Le Vigan, S^t Martin de Londres et Lodève). La reconstitution géologique a essentiellement bénéficié des informations fournies par J.-C. Macquar.

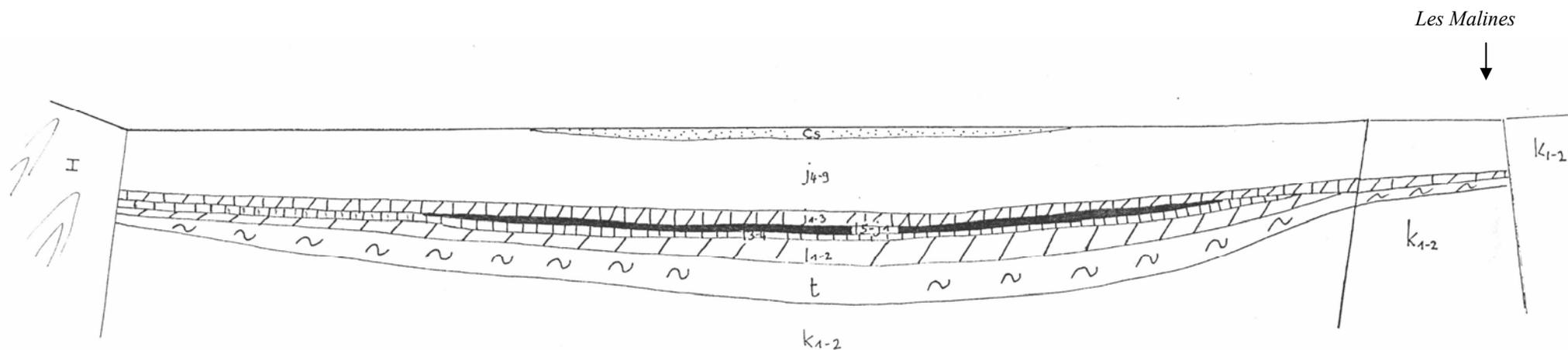
WSW

ENE

Montagne Noire

Bassin des Causses

Horst de Saint Bresson



Stratigraphie : cs : *Crétacé supérieur*, argiles et sables, grès calcaires, calcaires gréseux, - j₄₋₉ : *Malm*, Oxfordien à Portlandien, calcaires – j₁₋₃ : *Dogger*, Bajocien à Callovien, calcaires et dolomies – l_{5-j1} : *Lias-Dogger*, Carixien à Bajocien, schistes, marnes, calcaires – l₃₋₄ : *Lias*, Sinémurien-Lotharingien, calcaires et dolomies – l₁₋₂ : *Lias*, Hettangien, dolomies – t : *Trias*, argiles et grès – k₁₋₂ : *Cambrien inférieur*, dolomies et formations schisto-gréseuses – I : *Paléozoïque*, formations carbonatées et schisto-gréseuses de la Montagne Noire.

Figure 6 : Reconstitution des géométries le long d'une coupe 2D WSW-ENE entre la Montagne Noire et le horst de S^t Bresson (gisement des Malines). Echelle : verticale : 1/50 000^e – horizontale : 1/200 000^e.

La couverture mésozoïque des Causses est constituée de Trias plus ou moins réduit (jusqu'à 300 m), d'Hettangien (jusqu'à 200 m), d'un Lias très réduit voire inexistant, de Jurassique moyen (entre 30 mètres aux Malines et près de 100 mètres à quelques kilomètres à l'ouest) et de Jurassique supérieur (quelques centaines de mètres). Vers l'ouest subsistent quelques témoins du Crétacé supérieur gréseux, dont la puissance n'a pas dû excéder la centaine de mètres, reposant directement sur du Jurassique supérieur, au voisinage de la limite Kimméridgien-Portlandien. A l'Eocène, le Crétacé inférieur, dont la puissance demeure inconnue mais très controversée (jusqu'à 1900 m), est donc de toute façon érodé. Le long du trait de coupe, la puissance totale de la couverture peut atteindre les 1200 m. L'épaisseur maximale, de l'ordre de 2000 m, a été atteinte plus à l'ouest du bassin.

Les mines des Malines sont localisées sur la bordure sud-ouest du horst de S^t Bresson, extension méridionale du horst cévenol. Le horst de S^t Bresson est limité au sud par une faille d'orientation N90-N135, la faille des Malines, et à l'ouest par une faille N-S, la faille de Montdardier. Le seuil cévenol est un point culminant, coiffé de séries extrêmement réduites ou lacunaires. La puissance du Jurassique supérieur y est inférieure à 450 m, le Jurassique inférieur se réduit au Bathonien supérieur, avec une épaisseur de l'ordre de 40 m, il repose sur le Trias, également très réduit (environ 30 m), voire directement sur le Paléozoïque. Les minéralisations et la nature du gisement ont été décrites plus en détail par Macquar (1990).

La faille des Malines sépare l'extrémité du bassin caussenard de « l'autochtone des Malines » cambrien. A l'affleurement, les formations sont aujourd'hui essentiellement cambriennes : deux formations dolomitiques séparées par une formation de grès et pélites. Elles sont engagées dans un pli d'ampleur plurikilométrique déversé vers le sud et écaillé sur son flanc nord. Les seules formations de couverture visibles sont triasiques mais il est probable que sur celles-ci existaient à l'Eocène inférieur du Bathonien et du Jurassique supérieur selon une épaisseur inférieure à celle connue immédiatement au sud.

		Stratigraphie		Lithologie	Présence d'horizons minéralisés et lithologie de l'encaissant	Propriétés hydrogéologiques
M E S O Z O I Q U E	Crétacé	supérieur		argiles, grès calcaires, calcaires gréseux		
		Jurassique	Malm	Oxfordien à Portlandien	calcaires	
	Dogger		Bathonien	dolomies	dolomies	possible aquifère
	Lias	Carixien à Bajocien		schistes, marnes et calcaires		
		Sinémurien à Lotharingien		calcaires et dolomies		
		Hettangien		dolomies		
	Trias	supérieur		argiles, dolomies, grès, marnes	dolomies	
inférieur		conglomérats et grès, argiles	conglomérats dolomitiques	argiles et grès imperméables		
P A L E O Z O I Q U E	Cambrien		dolomies, grès et pélites	dolomies et schistes dolomitiques	formations aquifères	

Figure 7 : Stratigraphie du bassin caussenard et situation des minéralisations (gisement des Malines).

Entre la Montagne Noire et l'extrémité sud des Cévennes, le socle est probablement constitué d'un ensemble schisto-gréseux et volcano-détritique surmonté par un ensemble carbonaté. Ces formations affleurent actuellement au nord du bassin de Lodève (unité

d'Avène-Mendic). Elles sont engagées dans une vaste structure anticlinale NE-SW, découpée par des failles NE-SW à ENE-WSW et affectée par des plis de second ordre d'axe NE-SW à ENE-WSW, d'ampleur pluri-hectométrique. La formation dolomitique cambrienne se trouve avec certitude directement sous le Trias au niveau de la ride de Lodève. D'autre part, une formation schisto-gréseuse a été reconnue par sondage sous le Trias, à Madières, dans la Vallée de la Vis, à 8 km au sud des Malines, alors que des dolomies cambriennes sont connues sous le Trias immédiatement au nord de Madières où elles constituent le socle jusqu'à la limite sud du horst de S^t Bresson.

Les formations qui affleurent au niveau du horst de S^t Bresson (autochtone des Malines) sont similaires à la série de l'unité d'Avène-Mendic précitée et engagées dans le même vaste anticlinal. D'où l'idée d'une continuité de l'unité dolomitique cambrienne sous le bassin des Causses. Selon la position du trait de coupe et la répartition des plis du second ordre (inconnue), les deux formations, schisto-gréseuse et carbonatée, apparaîtront plus ou moins largement sous le Trias.

D'un point de vue paléogéographique, les arguments en faveur de la situation topographique surélevée de la Montagne Noire à l'époque nécessitent d'être explicités. Si on en juge par ses bordures ouest et sud, transgressées directement par l'Eocène inférieur (intercalation marine d'un calcaire à Milioles), il n'y avait pas de couverture secondaire sur le domaine à l'Eocène inférieur, et ce socle n'a pas dû constituer un relief important à l'époque. Dans le fossé de Bédarieux, l'analyse des terrains révèle des bauxites d'âge Crétacé moyen, en poche dans du Jurassique moyen, et recouvertes par du Crétacé supérieur, lui-même recouvert par de l'Eocène moyen, commençant par une formation de grès à dragées de quartz. Ceci implique qu'au début de l'Eocène, cette région comportait, sur un socle probablement précambrien à cambrien (schistes X), une couverture secondaire allant du Trias au Jurassique moyen. Un socle cristallin en relief était érodé et alimentait la formation à dragées de quartz de la base de l'Eocène. Ce socle peut être celui de la zone axiale de la Montagne Noire. D'autre part, les formations éocènes du bassin molassique du Minervois renferment des apports fluviatiles, produits de l'érosion de la Montagne Noire (jusqu'au Lutétien-Bartonien). Cette région a pu affleurer et alimenter notamment les conglomérats à éléments carbonatés contenus dans l'Eocène, au sud de la Montagne Noire. Ainsi l'hypothèse selon laquelle la Montagne Noire constituait un relief, même modéré, est-elle vraisemblable.

L'axe cévenol, au nord du horst de S^t Bresson, émergeait également probablement, comme l'indiquent le Crétacé supérieur gréseux résiduel et les formations à dragées de quartz, signes d'une alimentation de type torrentiel dont la source est peu éloignée, reposant sur des formations jurassiques, dans les Causses comme dans le bassin de Bédarieux. L'altitude relative des Cévennes par rapport à la Montagne Noire n'est pas connue.

Quel chemin envisager pour les fluides dans ces géométries ? Les circulations régionales doivent être suffisamment profondes pour répondre aux contraintes de températures. Vu l'épaisseur plutôt réduite de l'ensemble mésozoïque, il est peu probable que des circulations en son sein produisent au site de dépôt des températures suffisamment élevées. Une ligne d'écoulement peut en revanche être envisagée dans les séries carbonatées paléozoïques (dolomies cambriennes), sous un couvercle imperméable (argiles triasiques).

Les fluides convergent vers le lieu de dépôt par l'intermédiaire d'une zone faillée. Les zones faillées sont des zones de perméabilités verticales élevées, et constituent donc un conduit privilégié de circulation des fluides. Une zone de contact hétérogène en entrée, entre Montagne Noire et bassin des Causses, est également supposée, comme zone d'infiltration principale des eaux météoriques issues de la Montagne Noire.

Remarque : le réseau des grands accidents SW-NE qui affectent socle et couverture a une orientation parallèle au cheminement envisagé des circulations fluides. Il ne contrarie pas a priori la continuité des relations hydrauliques au sein d'un même niveau aquifère dans la direction d'écoulement envisagée, mais favorise au contraire les circulations.

Système hydrogéologique

Une simulation en régime permanent a été mise en place, afin de tester la validité du modèle de circulation proposé et de caler les paramètres par rapport aux contraintes en température disponibles et aux quantités de fluides désirées.

La modélisation a été réalisée à l'aide du code METIS (Modélisation des Ecoulements et des Transferts avec Interaction en milieu Saturé), développé par le Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (P. Goblet). Ce programme résout dans l'espace à deux dimensions, par la méthode numérique des éléments finis, les équations représentant les phénomènes suivants : écoulement, transport de masse, transport de chaleur, couplage éventuel entre écoulement et transferts thermique et de masse.

Ce code de calcul a été mis en œuvre sur la coupe de référence de 70 km de long. La figure 8 montre le maillage de base utilisé pour les simulations : il est constitué de 4028 éléments et 4173 nœuds. Il a été construit automatiquement à partir des coordonnées des points de base. Le maillage est irrégulier, affiné au niveau des zones faillées et dans le bassin mésozoïque. La taille de la maille de base dans les dolomies cambriennes est de 1000 m horizontalement et 200 m verticalement. L'épaisseur de la tranche perpendiculairement au plan de figure est de un kilomètre. La configuration géologique a été simplifiée aux unités suivantes : un aquifère profond cambrien subdivisé en deux couches, surmonté d'un bassin mésozoïque, l'ensemble étant séparé par des failles du bloc Montagne Noire et de l'ensemble horst cévenol.

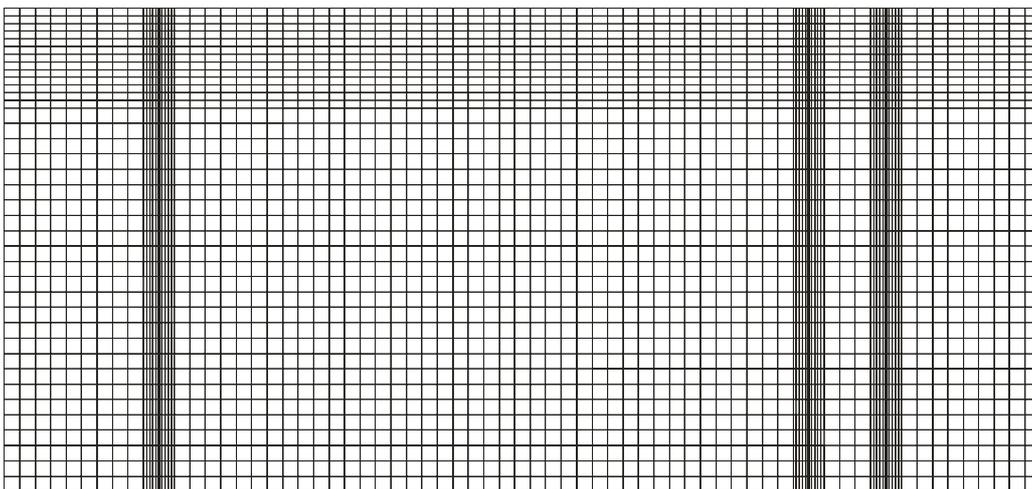


Figure 8 : Maillage à deux dimensions pour la modélisation paléo-hydrogéologique. Comporte 106 éléments sur une horizontale pour une longueur totale de 67 km, 32 sur une verticale pour une hauteur de 6,3 km. L'épaisseur de la tranche, perpendiculairement au plan de figure, est égale à un kilomètre.

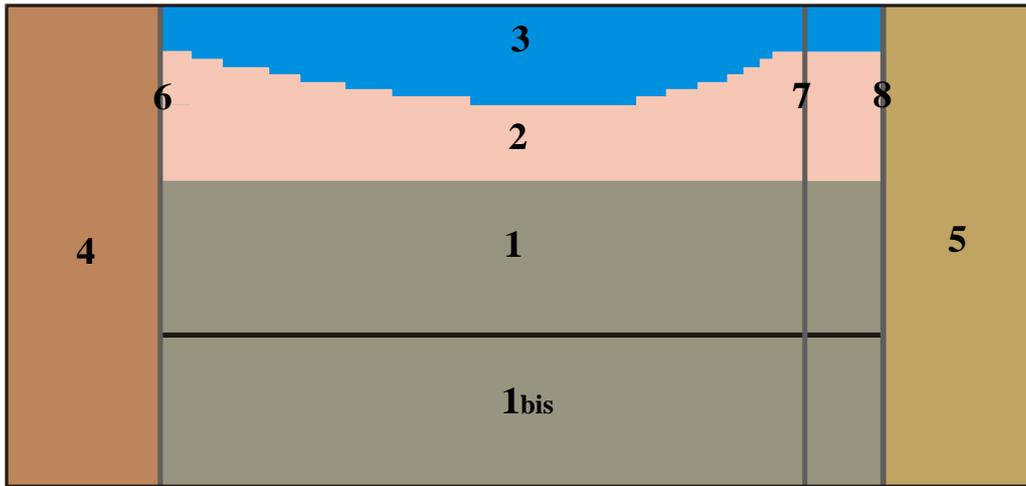


Figure 9 : Hydrostratigraphie de la section Montagne Noire-Cévennes. L'unité 1 est l'aquifère basal cambrien inférieur, l'unité 2, le même aquifère plus perméable. L'unité 3 constitue le bassin mésozoïque des Causses, couvercle imperméable. L'unité 4 est le bloc Montagne Noire, l'unité 5, le bloc du horst cévenol. Les unités 6, 7 et 8 sont respectivement les failles d'entrée, la prolongation vers le sud de la faille de Montdardier et la faille des Malines. L'unité 1bis représente le socle, par restriction de l'épaisseur de l'aquifère.

L'estimation des propriétés physiques des roches (perméabilité, porosité, conductivité thermique) est un point-clé de la modélisation. La complexité des processus physico-chimiques intervenant au cours de l'histoire géologique n'en permet pas une détermination précise, les valeurs actuelles n'étant elles-mêmes pas toujours accessibles. Les gammes de valeurs testées ont donc été choisies en se fondant sur des références de la littérature pour les types de lithologies rencontrées (Marsily, 1981).

La couverture sédimentaire est considérée comme un couvercle imperméable, de perméabilité horizontale 10^{-16} m^2 . Les circulations superficielles dans les terrains sédimentaires ne sont pas prises en compte et un seul jeu de paramètres a été attribué à l'ensemble de la couverture mésozoïque. L'aquifère cambrien est complexe et peu connu dans le détail : les séries paléozoïques sont plissées, l'ensemble est fracturé et il peut exister des contacts anormaux. Les formations carbonatées perméables sont puissantes et l'ensemble peut avoir, suivant la position du trait de coupe, une épaisseur pouvant aller jusqu'à 5 km. Les séries plissées continues sont représentées par un milieu homogène équivalent, en jouant sur la perméabilité en grand. L'aquifère de référence se divise en deux : une couche supérieure, de perméabilité horizontale 10^{-13} m^2 , dont l'épaisseur varie entre 1 et 1,7 km en fonction de celle du bassin mésozoïque, et une couche inférieure de 4 km d'épaisseur et de perméabilité horizontale 10^{-14} m^2 . Les failles ont été considérées comme des milieux poreux équivalents fortement anisotropes et ouverts. Des valeurs de 10^{-13} et 10^{-11} m^2 ont été imposées respectivement pour les perméabilités horizontales et verticales. Les valeurs des paramètres utilisées dans les simulations sont reportées dans le tableau 2, pour les principales lithologies définies figure 9.

Tableau 2 : Propriétés physiques des roches utilisées dans les simulations numériques. 1 : aquifère cambrien, dolomies inférieures - 2 : aquifère cambrien, dolomies supérieures - 3 : bassin sédimentaire mésozoïque des Causses - 4 : Montagne Noire - 5 : horst cévenol - 6/7/8 : failles.

<i>Paramètres</i>	<i>Unités hydrostratigraphiques</i>					
	1	2	3	4	5	6/7/8
Écoulement						
Porosité	0,1	0,15	0,05	0,05	0,1	0,2
Perméabilité intrinsèque k_x (m^2)	10^{-14}	10^{-13}	10^{-16}	10^{-19}	10^{-15}	10^{-13}
Anisotropie k_x/k_z	100	100	100	100	100	0,01
				(toutes unités)		
Coefficient d'emménagement S_s				10^{-6}		
Gradient Montagne Noire				0,005		
Élévation relative de la Montagne Noire (m)				285		
Gradient cévenol				0,001		
Élévation relative cévenole (m)				10		
Transport thermique						
Conductivité thermique λ_x ($W.m^{-3}.K^{-1}$)				3		
Anisotropie λ_x/λ_z				1		
Flux géothermique ($mW.m^{-2}$)				90		
Température de surface ($^{\circ}C$)				18		
Capacité calorifique volumique de l'aquifère ($J.m^{-3}.K^{-1}$)				$5,02.10^6$		
Capacité calorifique massique de l'eau ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)				$4,18.10^3$		
Transport de masse						
Dispersivité intrinsèque longitudinale α_L (m)				50		
Anisotropie α_L/α_T				1		
Couplage*						
RO0 : masse volumique de l'eau à la concentration 0 et à la température TETA0 ($kg.m^{-3}$)				999,8		
TETA0 : température de référence ($^{\circ}C$)				0		
CRO1 : coefficient d'expansion volumique de l'eau (K^{-1})				$4,4.10^{-4}$		
CRO2 : paramètre de la loi $\rho(C)$ ($m^3.kg^{-1}$)				$9,6.10^{-4}$		
CMU1 : paramètre de loi $\mu(C)$ ($m^3.kg^{-1}$)				$3,6.10^{-3}$		
CMU2 : paramètre de loi $\mu(C)$ ($m^6.kg^{-2}$)				$1,2.10^{-5}$		
CMU3 : paramètre de loi $\mu(C)$				0		
CMU4 : paramètre de loi $\mu(C)$				0		

*d'après Jamet, 1991.

Paramètres de couplage : ces paramètres traduisent de façon générale l'influence de la température et de la concentration sur la masse volumique ρ et la viscosité dynamique μ de l'eau sous la forme :

$$\rho(C, \theta) = RO0 (1 - CRO1 (\theta - TETA0)) (1 + CRO2 C)$$

$$\mu(C, \theta) = \frac{10^{-3} (1 + CMU1 C + CMU2 C^2 + CMU3 10^{CMU4 C})}{0,021482 (\theta - 8,345 + \sqrt{8078,4 + (\theta - 8,435)^2}) - 1,2}$$

Les conditions aux limites imposées à l'équation de Darcy sont les suivantes :

- à la base : flux nul. Compte tenu des faibles perméabilités du socle, les échanges de fluides au-delà de l'aquifère des dolomies sont négligés ;
- sur les faces latérales : flux nul ;
- en surface : un gradient de charge de 0,5% est imposé en surface, entre la Montagne Noire et la faille des Malines. Ceci correspond à une élévation relative maximale du massif ancien, par rapport au point bas que sont les Malines, de 285 m, en limite du modèle. Des élévations relatives de 142,5 et 430 m, équivalentes à des gradients de respectivement 0,25 et 0,75%, ont également été testées.

Les conditions aux limites imposées à l'équation de la chaleur sont :

- un flux géothermique constant à la base, égal à 90 mW.m^{-2} ;
- une température constante de 18°C sur la surface topographique. Plaziat (1986) propose un climat « subtropical de type paléo-méditerranéen », chaud et humide, de température moyenne 18°C ;
- une condition adiabatique sur les faces latérales.

Le flux thermique actuel dans cette région est estimé à $85\text{-}90 \text{ mW.m}^{-2}$. Des flux variant entre 70 et 120 mW.m^{-2} ont été imposés afin d'étudier l'influence de ces conditions sur les circulations fluides et les températures obtenues. Aucune variation significative depuis le Mésozoïque ne semble cependant être envisagée (Le Carlier de Veslud et al., 1998 ; et références citées). Il n'a pas été tenu compte d'éventuels antécédents thermiques (liés à l'érosion rapide d'une hypothétique couverture crétacée), la remise à l'équilibre étant supposée acquise à l'Eocène. Aucune influence même locale d'un éventuel volcanisme tertiaire dans le domaine n'a été ici prise en considération.

Résultats des modélisations numériques

Les figures 10 et 11 présentent respectivement la distribution de la charge hydraulique et celle des températures, le long de la section modélisée, résultats des simulations. La présence d'un large aquifère basal crée un conduit d'écoulement privilégié pour les fluides, qui sont rechargés dans le massif de la Montagne Noire surélevé et expulsés principalement par un flux vertical ascendant au niveau de la faille des Malines, entraînant la chaleur. Le champ de températures simulé (figure 11) montre que des températures d'au moins 80°C peuvent être atteintes au site supposé de dépôt des minéralisations, entre 500 et 700 m de profondeur, du sommet des formations cambriennes au Bathonien supérieur, au niveau de la zone faillée. Le gradient géothermique résultant est de l'ordre de 30°C.km^{-1} . Les débits qui transitent aux nœuds de sortie (faille des Malines) sont d'environ 7 L.s^{-1} , pour une tranche d'un kilomètre. L'ordre de grandeur des vitesses de Darcy calculées dans l'aquifère supérieur est le décimètre par an.

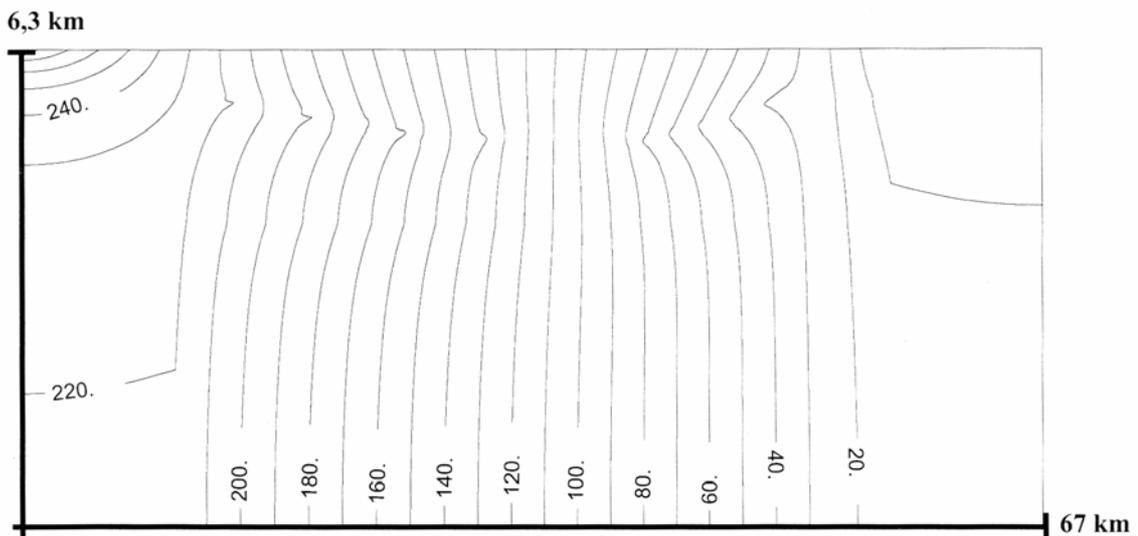


Figure 10 : Solution numérique du modèle pour les charges hydrauliques (m). L'intervalle entre deux courbes est de 20 m . Les circulations en régime permanent sont forcées par la gravité. Il n'existe ni gradient de densité ni couplage avec la chaleur dans ce modèle. En surface, la charge hydraulique est égale à l'élévation.

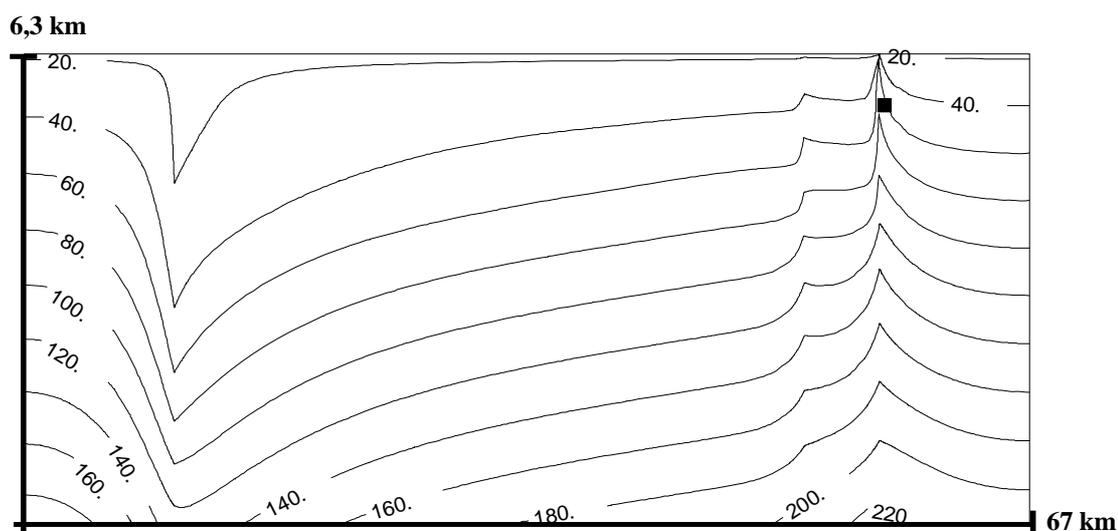


Figure 11 : Distribution des isothermes (températures en °C) pour une simulation de référence en régime permanent le long du profil Montagne Noire-Les Malines. Isothermes tracées tous les 20°C. Le carré noir symbolise le site de dépôt.

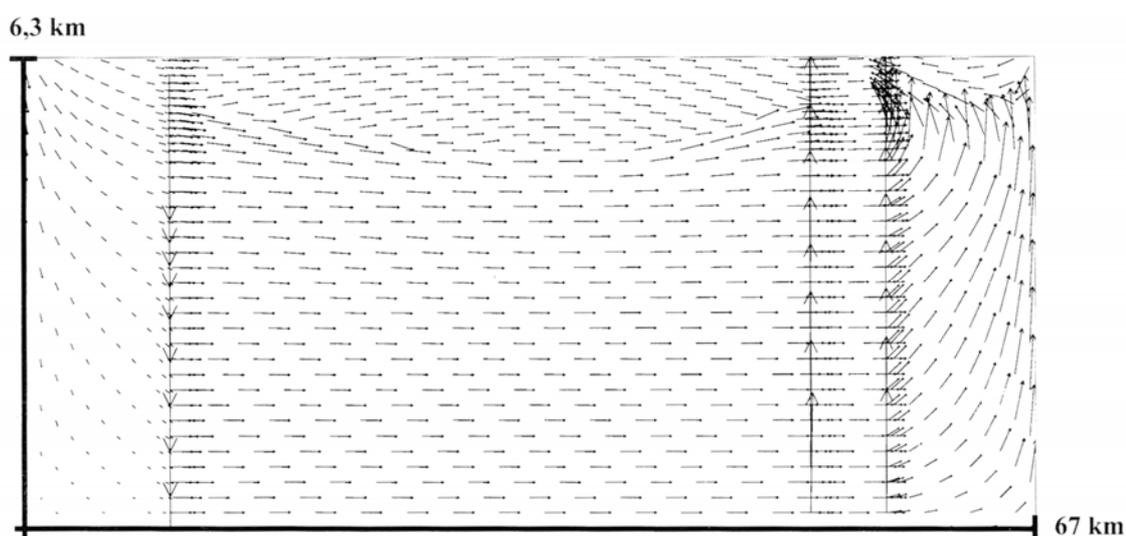


Figure 12 : Champ de vitesses simulé (V_{DARCY}). Les vecteurs sont logarithmiques. La vitesse maximale calculée est égale à $7,28 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$.

Etude de sensibilité et discussion

La sensibilité des résultats obtenus par modélisation numérique a été étudiée en faisant varier différents paramètres dans des gammes de valeurs compatibles avec les observations disponibles. Une fourchette de valeurs géologiquement raisonnables pour le gradient hydraulique, la perméabilité de l'aquifère et des failles et le flux thermique a été recherchée, afin de reproduire les valeurs de températures observées (tableau 3). Ce sont autant de degrés de libertés dans le modèle.

Les paramètres sensibles du modèle sont les suivants :

- la charge hydraulique : imposée par l'élévation pyrénéenne. Dans le modèle testé, le soulèvement considéré est celui de la Montagne Noire. Les données géologiques limitent a priori l'élévation de celle-ci (l'intercalation marine calcaire à Miliolites de l'Eocène inférieur

- est transgressive sur le socle paléozoïque de la Montagne Noire). Si le soulèvement existe, il est modéré ;
- la source de chaleur : le flux thermique ;
 - la perméabilité : peut-on se fonder sur des perméabilités raisonnables pour acquérir les températures recherchées ? Dans la dolomie cambrienne, des perméabilités élevées sont envisageables. Si elles sont trop faibles, les circulations seront trop lentes et la chaleur sera dispersée ;
 - la géométrie du système.

Quantité de fluides écoulée et durée du processus

Les essais de modélisation portant sur la migration des fluides ont montré que seul le modèle gravitaire pouvait rendre compte de façon satisfaisante des volumes de fluides nécessaires au dépôt des importants tonnages de métaux (Bethke, 1986 ; Vasseur & Burrus, 1990). La durée de vie d'une circulation gravitaire, stoppée uniquement par l'érosion de la zone de recharge, est suffisante pour fournir les quantités de fluides nécessaires.

Peu d'investigations ont été lancées dans le domaine de la quantification des volumes nécessaires à la précipitation des minerais aux sites de dépôts. Il s'agit cependant d'une contrainte non négligeable à prendre en compte pour caler les modèles. Les calculs hydrogéochimiques évaluent des quantités de fluides nécessaires pour former le tonnage des différentes mines. En fonction de variables telles que la température, la chlorinité ou la concentration en H₂S, des simulations à partir de plusieurs paragenèses ont estimé les volumes de fluides en jeu au site de Trèves dans une gamme oscillant entre 15 000 et 15 millions de km³. De façon plus vraisemblable, par rapport aux contraintes de temps, au gradient thermique, au volume des pores, les volumes envisageables seraient compris entre 10 et 100 km³ (Conan, 1998). Le tonnage en métaux des Malines étant 10 fois supérieur à celui du gisement de Trèves, la gamme de valeurs retenue pour point de comparaison est de 100 à 1000 km³.

L'importance des volumes de fluides en jeu suppose l'établissement de circulations sur un intervalle de temps conséquent. Dans l'Upper Mississippi Valley, les données des températures d'homogénéisation des inclusions fluides combinées à celles de l'altération thermique de biomarqueurs indiquent une durée de l'ordre de 200 ka (Rowan & Goldhaber, 1995). Les données paléomagnétiques d'un ensemble de sites MVT d'Amérique du Nord évaluent quant à elles la durée du processus minéralisateur à environ 4 Ma (Lewchuk & Symons, 1995). Dans les Cévennes, les récentes données paléomagnétiques ont mis en évidence l'existence d'une unique polarité de la réaimantation, signifiant que la signature magnétique a été acquise pendant une période relativement courte, de durée maximale environ 1 Ma (Rouvier et al, 2001a). A moins qu'il ne s'agisse d'un effet de seuil, ce résultat est en faveur d'une courte durée de migration des fluides.

La simulation de référence, de même que la simulation optimisée en température, estiment l'intervalle de temps nécessaire à l'écoulement de 100 à 1000 km³ de fluides à une durée comprise entre 450 000 ans et près de 6 millions d'années. Si la tranche supérieure de ces estimations est légèrement élevée par rapport à la durée précédemment estimée par paléomagnétisme, les résultats sont globalement satisfaisants.

Tableau 3 : Sensibilité des paramètres. Températures calculées aux profondeurs où sont positionnées les minéralisations (entre 500 et 700 m). Débit aux nœuds de sortie (faille des Malines) et temps nécessaire à l'écoulement de 100 à 1000 km³ de fluides au site de dépôt. Ordre de grandeur des vitesses de Darcy maximales rencontrées dans l'aquifère principal. En gras, les valeurs de référence, constantes d'une simulation à l'autre. En rouge, les valeurs maximales.

	Hypothèses						
	<i>flux de chaleur (mW.m⁻²)</i>						
	70	90			120		
Températures calculées (°C)	62-65	76-79			94-99		
Débit (L.s ⁻¹) en sortie	7	7			7		
Intervalle de temps nécessaire pour écouler entre 100 et 1000 km ³ de fluides (Ma)	de 0,45 à 4,5	de 0,45 à 4,5			de 0,45 à 4,5		
Vitesses de Darcy maximales dans l'aquifère (ordre de grandeur en m.an ⁻¹)	0,1	0,1			0,1		
	<i>gradient Montagne Noire-lieu de dépôt</i>					<i>élévation des Cévennes</i>	
gradient i	0,0025	0,005			0,0075	0,005	
Elévation relative correspondante Montagne Noire/Cévennes (m)	142,5	285			430	25	
Températures (°C)	69-74	76-79			71-76	75-79	
Débit (L.s ⁻¹)	3,5	7			10,5	7	
Intervalle de temps (Ma)	de 0,9 à 9	de 0,45 à 4,5			de 0,3 à 3	de 0,45 à 4,5	
Vitesses de Darcy (m.an ⁻¹)	0,01	0,1			0,1	0,1	
	<i>perméabilité verticale des failles (kz) (m²)</i>						
	10 ⁻¹²		10⁻¹¹			10 ⁻¹⁰	
Températures (°C)	67-73		76-79			69-73	
Débit (L.s ⁻¹)	3,2		7			9,7	
Intervalle de temps (Ma)	de 0,99 à 9,9		de 0,45 à 4,5			de 0,33 à 3,3	
Vitesses de Darcy (m.an ⁻¹)	0,1		0,1			0,1	
	<i>perméabilité (kx) (m²) et géométrie des aquifères</i>						
	1 couche	2 couches				3 couches	
	5km:10 ⁻¹⁴	1km:10⁻¹³	1km:10 ⁻¹²	1km:10 ⁻¹⁴	1km:10 ⁻¹⁶	1km:10 ⁻¹³	1km:10 ⁻¹³
		4km:10⁻¹⁴	4km:10 ⁻¹³	4km:10 ⁻¹⁵	4km:10 ⁻¹⁴	2km:10 ⁻¹⁴	3km:10 ⁻¹⁴
Températures (°C)	83-91	76-79	44-54	48-55	80-91	67-70	85-90
Débit (L.s ⁻¹)	2,3	7	32,2	1	1,6	6,5	10,1
Intervalle de temps (Ma)	de 1,4 à 14	de 0,45 à 4,5	de 0,1 à 1	de 3,2 à 32	de 1,9 à 19	de 0,48 à 4,8	de 0,31 à 3,1
Vitesses de Darcy (m.an ⁻¹)	0,01	0,1	1	0,01	0,01	0,1	0,1
	<i>simulation maximale</i>						
	<i>120 mW.m⁻² - i = 0,005 - kz faille = 10⁻¹¹ m² - 1 couche kx = 3.10⁻¹⁴ m²</i>						
Températures (°C)	126-132						
Débit (L.s ⁻¹)	5,5						
Intervalle de temps (Ma)	de 0,58 à 5,8						
Vitesses de Darcy (m.an ⁻¹)	0,01						

Les résultats graphiques sont présentés en annexe.

Contraintes de températures

Les valeurs attendues de températures s'échelonnent entre 80 et 160°C mais appartiennent plutôt à la tranche 120-160°C, à une profondeur de l'ordre de 600-700 m, au lieu des minéralisations. Compte tenu des hypothèses utilisées et de cette contrainte, l'étude montre que :

- le flux thermique à la base a son importance, permettant une élévation notable des températures, de l'ordre de 20°C supplémentaires, de 80 à 100°C exactement, pour respectivement des flux de 90 et 120 mW.m⁻² ;
- une forte anisotropie de perméabilité, se traduisant par une perméabilité verticale élevée, au niveau d'une faille ouverte en sortie, est nécessaire pour une évacuation rapide des fluides, sans perte importante de chaleur ;
- une élévation de la Montagne Noire de près de 300 m est raisonnable géologiquement parlant, et se révèle favorable à la concentration de la chaleur et donc à l'acquisition de températures élevées. L'élévation modérée de la Montagne Noire dans l'hypothèse choisie ne semble donc pas être un obstacle majeur à l'établissement de circulations minéralisatrices efficaces. Un tel gradient produit en outre des débits satisfaisants à la fourchette envisagée.
- l'élévation des Cévennes est un facteur de peu d'influence dans le modèle choisi. Cette hypothèse reste controversée : le soulèvement des Cévennes est-il antérieur ou postérieur à la migration des fluides ? Le horst est susceptible d'alimenter lui aussi une circulation gravitaire, par infiltration des eaux sur le massif. Dans les Cévennes, le drainage doit se faire préférentiellement par un réseau de surface, et non point en profondeur, puisqu'il n'existe pas, comme dans le compartiment voisin, d'aquifère profond ni de contrainte particulière liée à une couverture imperméable. Les circulations cévenoles pourraient donner aux gisements leurs signatures locales, un mélange de fluides au site de dépôt apparaissant nécessaire. En effet les analyses géochimiques en cours semblent démontrer que métaux et soufre n'ont pu être transportés par les mêmes fluides et rendent compte d'évolutions géochimiques complexes pouvant impliquer des mélanges de fluides. Il n'est cependant pas reconnu par les géochimistes que des fluides superficiels issus des Cévennes entrent en jeu ; d'une part, parce qu'ils auraient une influence défavorable sur les températures au site de dépôt, entraînant le refroidissement et la fermeture du système et d'autre part, parce qu'il s'agirait plutôt de fluides de bassin peu profonds (originaires d'un bassin voisin, comme celui du Sud-Est) (Leach, communication personnelle ; travaux sur les isotopes du soufre, Coudrain-Ribstein et al., en préparation).
- la géométrie de l'aquifère cambrien a des effets sur la montée en température au niveau de la zone faillée de sortie. De façon générale, toute configuration canalisant les fluides en profondeur permet un gain de chaleur plus important, se traduisant par des températures plus élevées à l'exutoire. La géométrie de l'aquifère est un paramètre clé de cette modélisation, dans la volonté d'acquies les températures attendues.

Il apparaît que dans une gamme de paramètres physiques raisonnables, les circulations engendrées par un système gravitaire sont susceptibles de produire, au site de dépôt des minéralisations, des températures se situant dans la gamme inférieure des valeurs attendues.

D'un point de vue géologique, les interrogations se portent sur la géométrie du modèle. Le conduit continu et épais des dolomies cambriennes directement situé sous le bassin secondaire est-il raisonnablement envisageable ? S'il représente une vision très hypothétique de la géologie régionale, le modèle a fourni des gammes de variations des paramètres clés permettant de répondre aux contraintes imposées. A l'actuel, il est difficilement concevable d'imaginer des circulations si profondes. Vis-à-vis de la variable

géométrie du système, d'autres hypothèses peuvent être formulées, ayant pour but d'augmenter les températures au site de dépôt. Par exemple, une simulation prenant en compte une tranche intermédiaire argilo-gréseuse ordovicienne entre le bassin et les dolomies cambriennes, sur la base de la série chronologique de la Montagne Noire, aurait pour avantage de concentrer l'essentiel des fluides en profondeur, avec une perte moindre de chaleur. D'une autre façon, un aquifère profond de type aquifère fracturé de socle à la limite dolomie cambrienne/socle pourrait constituer un canal privilégié en profondeur pour les circulations fluides. Ces deux jeux de simulations ont donné des résultats convaincants en températures.

Si le résultat de cette étude ne remet pas en cause l'hypothèse d'un processus orogénique à l'origine des minéralisations cévenoles, la transversale choisie et les modes de circulation des fluides profonds associés n'apparaissent pas comme les plus favorables à l'obtention des températures élevées. Dans le bassin des Causses, les distances, tout comme l'épaisseur de la couverture sédimentaire, restent faibles. La contrainte en température apparaît comme fondamentale dans ce type de modèle. Un forçage des paramètres, notamment par augmentation du flux de chaleur basal, a permis l'acquisition de températures plus conformes à celles observées (figure 13). Mais cette contrainte souligne surtout la nécessité de circulations profondes. L'idée d'une migration principale canalisée entre la « zone nord-pyrénéenne » au niveau de l'actuel Golfe du Lion et la bordure cévenole s'en trouve renforcée. Les distances parcourues sont en effet plus grandes, et des circulations à des profondeurs plus conséquentes sont envisageables, l'épaisseur de la tranche sédimentaire étant plus importante dans le compartiment oriental à l'aval du faisceau cévenol (jusqu'à 8000-9000 m d'épaisseur dans le bassin du Sud-Est de formations allant du Trias au Crétacé). Les fluides ont pu circuler à la limite socle-couverture ou encore emprunter les formations gréseuses du Trias et celles carbonatées du Lias, Jurassique moyen et supérieur. Des résultats partiels indiquent d'ailleurs que le Trias gréseux des unités chevauchantes de Saint Chinian porte une réaimantation (Rouvier, communication personnelle).

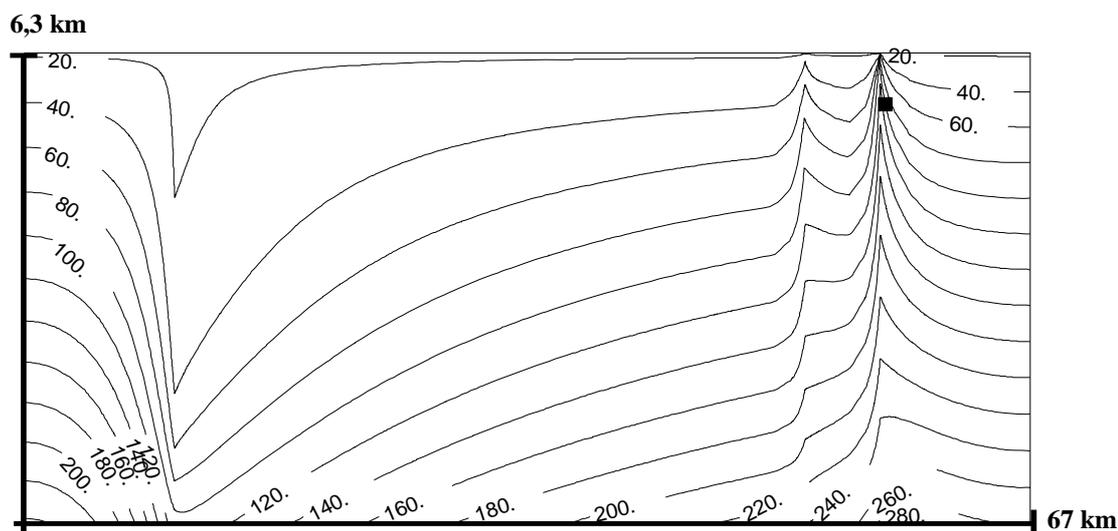


Figure 13 : Simulation numérique du champ de températures en régime permanent. Le jeu de paramètres utilisé est optimisé : gradient de charge de 0,005, flux de chaleur de 120 mW.m^{-2} , failles de perméabilité $k_z = 10^{-11} \text{ m}^2$, aquifère homogène de 5 km de perméabilité $k_x = 3.10^{-14} \text{ m}^2$. Au site de dépôt (carré noir), les températures observées s'élèvent à 130°C . Les isothermes sont espacées de 20°C .

La question de la salinité

Une des conditions essentielles pour la genèse des gisements MVT est la disponibilité de saumures pour dissoudre les métaux et les transporter aux sites de dépôt. Cependant l'origine des fortes salinités des fluides minéralisateurs reste énigmatique. En effet, dans le cas d'une circulation de type gravitaire, la recharge est assurée par des eaux météoriques, rendant difficile l'explication des fortes salinités observées. Sur la base du modèle construit, une approche possible du problème de la salinité est proposée et testée afin de dégager des ordres de grandeur des variables principales.

Géochimie des fluides minéralisateurs

La composition géochimique des fluides minéralisateurs est utilisée pour contraindre l'origine des saumures et les chemins de migration empruntés. Les rapports Cl/Br et Na/Br sont particulièrement utiles pour caractériser les sources potentielles des solutés contenus dans les saumures, si on se fonde sur l'hypothèse de conservation du brome. En effet, par évaporation de l'eau de mer et dépôt de la halite, la concentration en brome augmentant, les rapports Cl/Br et Na/Br du fluide résiduel diminuent. En revanche, les fluides secondaires produits par dissolution de la halite ou autres minéraux évaporitiques voient ces rapports systématiquement augmenter, en fonction de la composition initiale du fluide et des taux de halite dissous. Ainsi le rapport Cl/Br des saumures résiduelles est-il un excellent traceur de la source de la salinité et un indicateur sensible du degré d'évaporation. Ces rapports sont susceptibles d'évoluer par précipitation ou dissolution de minéraux ou par interaction eau-roche ou encore par des mélanges de fluides au site de dépôt.

L'analyse de la composition en Na-Cl-Br des inclusions fluides a conduit à deux hypothèses principales de formation des saumures : par dissolution d'évaporites ou par infiltration d'eaux marines évaporées en surface aux points bas du bassin ou encore toute combinaison de ces mécanismes (Kesler et al., 1995). Les études réalisées montrent que, pour l'ensemble des gisements MVT étudiés comme pour le cas plus particulier des Cévennes, les solutés des fluides minéralisateurs sont principalement dérivés d'une eau de mer concentrée par évaporation. L'eau de dissolution de la halite n'a en général qu'une contribution inférieure à 10% (Viets et al., 1996). Les derniers résultats obtenus pour le gisement de Trèves sont en accord avec ces données (Coudrain-Ribstein et al., en préparation). La dissolution de la halite ne semble pas avoir contribué de façon significative. Seule une faible composante en dérive.

De plus, les fluides minéralisateurs cévenols sont semblables aux autres fluides MVT en ce qu'ils sont enrichis en Ca et appauvris en Mg. Cela suggère que la composition des saumures a évolué du fait d'interactions eau-roche, notamment par dolomitisation des calcaires. Ceci fait apparaître une évolution géochimique particulièrement complexe.

Modèles d'acquisition des fortes salinités

Des modèles ont été proposés pour rendre compte des données de salinité dans le cas de circulations à grande échelle, sous l'influence des différences de niveau topographique. De façon générale, dans le contexte des dépôts MVT, des saumures ne peuvent s'infiltrer dans un aquifère simultanément à une circulation régionale. En effet, si le poids de la colonne d'eau salée est inférieur à la pression dans l'aquifère, les fluides s'échapperont vers le haut, court-circuitant le système hydrogéologique.

Rowan & Marsily (2001) ont proposé, dans leur modèle du système « bassin de l'Illinois/Reelfoot Rift » (E.U.), une solution sur la base de l'hypothèse la plus probable de formation des saumures. La concentration des sels par évaporation de l'eau de mer, dans un bassin évaporitique, est suivie d'une infiltration des saumures ainsi constituées au niveau du Reelfoot Rift. Cette infiltration, combinée à des sources de chaleur magmatiques locales et une circulation profonde régionale peut, sous certaines conditions géologiquement raisonnables, expliquer les fortes salinités observées dans les régions du sud de l'Illinois et de l'Upper Mississippi Valley.

Une autre idée consiste à imaginer que la source de sels est déjà présente dans l'aquifère. Les saumures ont pu s'infiltrer préalablement et se mélanger avec les eaux profondes de salinité inférieure. Cette hypothèse soulève la question suivante : pourquoi la recharge météorique n'a-t-elle pas depuis longtemps lessivé ces sels ? Les circulations gravitaires de longue durée seraient incompatibles avec ce modèle.

Dans le cas présent, les bassins molassiques éocènes ne sont a priori pas évaporitiques. Les lacs en bordure de la Montagne Noire sont les seuls endroits favorables à une stagnation des eaux et propres à créer des conditions évaporitiques continentales. Les parts évaporitiques dans les sédiments restent cependant faibles. Des conditions évaporitiques ont-elles été susceptibles de prévaloir avant l'Eocène ? La question se pose notamment pour le Crétacé. La présence de Crétacé inférieur est controversée. Son épaisseur potentielle est inconnue mais jusqu'à près de 2000 m auraient pu être érodés. Les dépôts d'âge Crétacé supérieur sont rares dans les Causses. Ils témoignent d'un environnement margino-littoral à marin.

Modélisation des circulations salines

Le modèle choisi pour les Cévennes s'est orienté vers l'hypothèse d'une infiltration des saumures préalable à la mise en charge gravitaire. Il s'appuie principalement sur celui proposé par Rowan & Marsily (2001) dans un contexte proche et pour des contraintes similaires (géochimie, etc.). On suppose dans une première phase, que des conditions évaporitiques de bassin clos ont pu prévaloir aux abords de la Montagne Noire, antérieurement à l'Eocène. Une eau marine de surface concentrée par évaporation s'infiltré, sous un très faible gradient de charge (0,05%), imposé entre Montagne Noire et Cévennes. La seconde phase présente un système de circulation gravitaire établi, suite à l'orogénèse pyrénéenne, comme précédemment modélisé. Les saumures sont lessivées par le flux profond minéralisateur et expulsées au niveau d'une faille exutoire au site de dépôt.

La concentration des eaux de surface par évaporation dans les bassins fermés peut produire des fluides dont les concentrations et densités peuvent respectivement atteindre les 290 kg.m^{-3} et 1260 kg.m^{-3} . Pour des perméabilités relativement modérées, les saumures peuvent percoler relativement rapidement. La perméabilité de la roche est un facteur de contrôle majeur sur le taux d'infiltration des saumures. La zone d'infiltration des saumures, de concentration 290 kg.m^{-3} a été étendue dans le modèle depuis la bordure de la Montagne Noire vers le bassin des Causses sur une vingtaine de kilomètres. Elle est en contact avec la zone d'hétérogénéité séparant la Montagne Noire du bassin mésozoïque, zone de perméabilité verticale élevée (cf. figure 14).

Les paramètres physiques utilisés dans la simulation sont identiques à ceux du modèle de transport de chaleur, hormis les perméabilités du bassin mésozoïque, légèrement plus élevées ($k_x = 10^{-15} \text{ m}^2$) et celles de la seconde faille (unité 7, figure 9), inférieures de deux ordres de grandeur à celles simulées précédemment. L'influence de cette dernière a été minimisée, afin d'éviter toute perturbation annexe à la caractérisation des phénomènes à l'exutoire. Il a été noté qu'elle jouait en effet dans ce système densitaire un rôle de recharge.

Le travail de modélisation s'est orienté vers une recherche des paramètres clés permettant de valider ou non le scénario. Le comportement des fluides profonds couplé au transport de sels a été étudié dans l'idée d'estimer le temps nécessaire aux saumures pour envahir l'aquifère, et les perméabilités et concentrations qu'une telle infiltration impose. D'autre part, on a cherché à reproduire dans la seconde phase les fortes salinités des saumures minéralisatrices au site de dépôt, dans un intervalle de temps raisonnable et afin que les contraintes soient respectées avant le lessivage complet du sel présent. Le travail de modélisation présenté ci-après n'est qu'une approche préliminaire d'un aspect de la question de la salinité et demande à être complété par des tests supplémentaires.

Résultats

Le premier jeu de simulations modélise la phase au cours de laquelle les saumures se concentrent en surface par évaporation. Les salinités évoluent rapidement le long du contact Montagne Noire - bassin des Causses. Cette zone de perméabilité élevée est le chemin privilégié d'infiltration du sel, qui lui permet d'envahir par la suite l'aquifère supérieur des dolomies cambriennes, de même que sa base plus en profondeur. Un panache de sel se trouve bien établi et mélangé avec les eaux profondes de salinité inférieures au bout de quelques dizaines de milliers d'années. Des salinités élevées sont alors observées à l'exutoire, jusqu'à 240 kg.m^{-3} , ce qui est déjà suffisant pour rendre compte des salinités connues aux sites de dépôt (de 15 à 25% eq. poids NaCl).

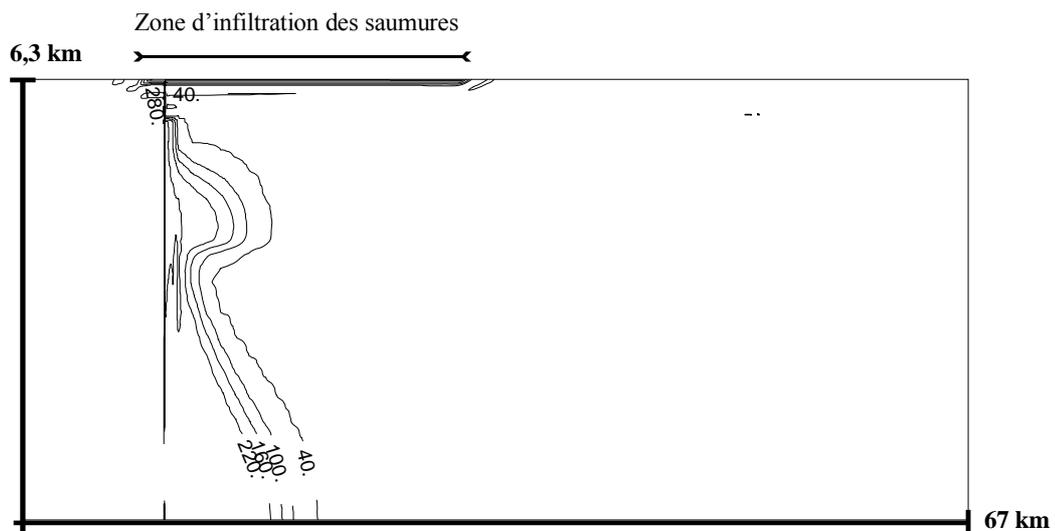


Figure 14 : Phase d'infiltration des saumures et de salinisation de l'aquifère. Courbes d'isoconcentrations au bout de 10 000 ans. L'intervalle entre deux courbes est de 60 kg.m^{-3} . L'infiltration des saumures a lieu le long d'une zone de contact hétérogène à perméabilité verticale élevée, entre Montagne Noire et bassin des Causses. La salinité initiale des eaux sur l'ensemble du domaine modélisé est de 35 kg.m^{-3} . La concentration imposée en sels des eaux de surface dans la zone d'infiltration est égale à 290 kg.m^{-3} .

Les faibles perméabilités verticales dans les principales couches considérées, hors failles ou zones fracturées, ne permettent pas une infiltration rapide du sel, qui reste confiné dans le bassin en subsurface. Les vitesses de circulation verticales dans ce bassin sont en effet très faibles, de l'ordre de 10^{-4} m.s^{-1} . En revanche, ces faibles perméabilités verticales vont garantir le système contre les phénomènes de convection libre. Une simulation des écoulements pour un jeu de perméabilités isotropes, i.e. pour des perméabilités verticales cent fois supérieures, a conduit à l'apparition de cellules de convection sur l'ensemble de la couche

modélisée, freinant par ailleurs la dispersion horizontale du sel et la salinisation de l'ensemble de l'aquifère.

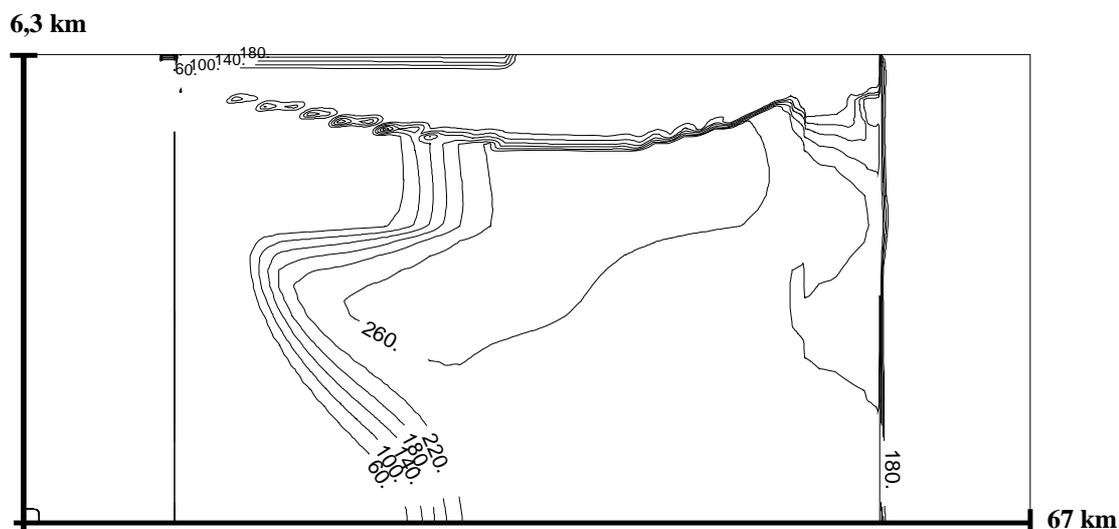


Figure 15 : Phase de circulation gravitaire et de lessivage des saumures. Evolution du panache de sels au bout de 10 000 ans. Coubes d'isoconcentrations (kg.m^{-3}) espacées de 40 kg.m^{-3} .

La phase gravitaire a débuté sur la base d'un système initial bien établi, soit au bout de 80 000 ans, et pour des concentrations maximales dans le bassin de l'ordre de 280 kg.m^{-3} et de 160 kg.m^{-3} à l'exutoire. Lorsque la circulation régionale de type gravitaire se met en place, le sel est progressivement lessivé vers l'exutoire. Les concentrations attendues au site de dépôt, de l'ordre de $200 \pm 50 \text{ kg.m}^{-3}$, s'y maintiennent pendant plus de 30 000 ans. Au-delà, une décroissance des concentrations s'opère, consécutivement au lessivage du sel présent dans l'aquifère du bassin par les arrivées d'eau météorique. Les débits calculés en sortie, au niveau de la faille des Malines, varient de 20 à 30 L.s^{-1} pendant l'intervalle de temps considéré. Les températures au site de dépôt sont élevées, entre 120 et 130°C .

L'évolution des concentrations à intervalles de temps réguliers lors des deux phases est présentée graphiquement en annexe.

Discussion

Ces résultats numériques mettent en évidence un temps maximum pendant lequel le système peut être opérant en termes d'apport de sels, i.e. avant lessivage complet des saumures infiltrées préalablement, sur la transversale étudiée. L'intervalle calculé, de l'ordre de la trentaine de milliers d'années apparaît un peu court, notamment par rapport aux estimations de durée dont il a été précédemment question, et principalement par rapport à la contrainte volumique posée par le tonnage en métaux.

Pour des considérations métallogéniques, la solubilité des métaux étant faible, des volumes importants ont dû nécessairement circuler. Or le volume potentiellement disponible dans l'aquifère peut être estimé à 50 km de long \times 5 km de haut \times 1 km de large \times $0,1 = 25 \text{ km}^3$, en supposant une porosité globale de 10%. Au vu du volume maximum disponible dans l'aquifère, l'ensemble sera vidangé bien avant que les 100 km^3 minimum requis aient traversé le site de dépôt. Il faudrait envisager que la participation au volume attendu au lieu de dépôt des circulations en jeu le long de cette transversale ne représente qu'un pourcentage du volume total de fluides convergeant vers le gisement de plomb-zinc.

Une autre issue consisterait à prolonger la période d'infiltration du sel à la seconde phase d'orogénèse, de façon similaire au modèle du bassin de l'Illinois (Rowan & Marsily, 2001) tout en vérifiant qu'aucun phénomène de convection ne se mettrait alors en place. Ceci supposerait la persistance de conditions de type évaporitiques à l'Eocène, peut-être dans des bassins confinés en bordure des massifs anciens ; conditions par ailleurs déjà hypothétiques du point de vue géologique dans des temps antérieurs à l'Eocène.

Il est intéressant de noter en outre le forçage en température à l'exutoire, dû dans ce modèle à la prise en compte des effets densitaires et de couplage des écoulements avec la chaleur. Les températures présentées dans le jeu de simulations en régime permanent précédent semblent sous-évaluées. Ceci va dans le sens de l'acquisition de plus fortes températures au site de dépôt et est donc favorable à la démonstration.

Conclusion

Le rôle d'un système de circulation gravitaire et sa capacité à reproduire au site de dépôt des minerais MVT cévenols les températures indiquées par les inclusions fluides ont été testés dans ce mémoire, par modélisation numérique. Sous une gamme de paramètres hydrogéologiques raisonnablement envisageables, les températures simulées se situent dans la tranche inférieure de l'intervalle recherché. Un forçage des paramètres, en termes de perméabilité, de géométrie des aquifères et de flux de chaleur a permis d'atteindre la tranche supérieure, mettant en évidence la nécessité de circulations à des profondeurs importantes. Il est permis de penser que la gravité joue un rôle important dans la mise en charge des saumures minéralisatrices. Cependant, d'un point de vue géologique, les hypothèses de migration restent incertaines. D'autres géométries sont envisageables, notamment celles contribuant à focaliser les circulations fluides plus en profondeur. Ceci parle notamment en faveur d'un profil plus adapté, entre le Golfe du Lion et les Cévennes, le long duquel pourraient se développer des circulations à des profondeurs plus élevées et sur des distances plus importantes.

Les résultats concernant les débits écoulés au travers des sites de dépôts, comparés aux volumes de fluide estimés pour produire les tonnages de métaux observés, donnent des ordres de grandeur de durée compris entre un demi-million et quelques millions d'années. Ces données sont en accord avec les intervalles de temps susceptibles d'avoir prévalu.

Une première approche du problème de l'origine des fortes salinités a fait apparaître que l'hypothèse d'une infiltration préalable des saumures se mélangeant aux eaux profondes des aquifères nécessitait l'existence de zones de perméabilités verticales élevées et des durées proches de la centaine de milliers d'années. Le lessivage du sel lors d'une seconde phase de mise en charge gravitaire constitue une forte contrainte dans ce modèle en termes de durée du processus, plus difficilement compatible avec les contraintes volumiques précitées. Les fortes salinités relevées dans les inclusions fluides d'échantillons cévenols issus des gisements de type MVT ne sont maintenues dans ce système qu'au cours de quelques dizaines de milliers d'années.

Remerciements

Je tiens à remercier G. de Marsily et S. Violette, pour l'encadrement de ce mémoire. Cette étude a bénéficié du soutien de G. Dromart (U.C.B.L.) pour l'élaboration de la coupe Pyrénées-Cévennes, de J.-C. Macquar pour la reconstitution géologique Montagne Noire-Cévennes, de J.-C. Plaziat (Université Paris-Sud) pour la paléogéographie éocène du Languedoc. Les contraintes géochimiques ont été abordées avec l'aide de J. Thibiéroz et D. Leach (U.S.G.S. Denver). Ce dernier a permis l'acquisition de données géochimiques supplémentaires à l'U.S.G.S. Denver en fournissant les échantillons. E. Marsh (U.S.G.S. Denver) a participé à l'obtention de ces données microthermométriques. Les hypothèses du modèle ont été étudiées au cours de discussions auxquelles ont pris part G. de Marsily, S. Violette, J.-C. Macquar, J. Thibiéroz, D. Leach et M. Pagel (Université Paris-Sud). Les commentaires de H. Rouvier à ce sujet ont été pris en compte. Les essais de modélisation des paléo-circulations réalisés avec G. Garven (J.H.U. Baltimore) sur son code JHU2D ont permis de lancer l'étape de modélisation. L'étude du problème de la salinité a bénéficié des conseils d'E. Rowan (U.S.G.S. Reston) et s'est appuyée sur quelques tests réalisés sur le code BASIN2. METIS a été généreusement prêté par P. Goblet (C.I.G), qui a donné quelques conseils d'utilisation.

Références

- Arthaud F., Matte P., 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, *Tectonophysics*, 25, p.139-171
- Arthaud F., Séguret M., 1981, Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°1, p.51-63
- Arthaud F., Laurent P., 1995, Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen, *Geodinamica Acta*, 8, p.142-157
- Aubague M., Prouhet J.-P., Slansky M., 1966, Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb-Zn dans la zone caussenarde, *Bull. B.R.G.M.*, n°1, p.87-112
- Bethke C.M., 1986, Hydraulic constraints on the genesis of the Upper Mississippi Valley mineral district from Illinois basin brines, *Econ. Geol.*, 81, p.233-249
- Bethke C.M., Marshak S., 1990, Brine migration across North America – the plate tectonics of groundwater, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 18, p.228-315
- Bilotte M., 1978, Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XX, n°5, p.649-655
- Bodnar R., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, p.683-684
- Cathles L.M., Smith A.T., 1983, Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis, *Econ. Geol.*, 78, p.983-1002
- Cathles L.M., Erendi A.H., Barrie T., 1997, How long can a hydrothermal system can be sustained by a single intrusive event? *Econ. Geol.*, 92, p.766-771
- Charef A., Sheppard S., 1988, The Malines Cambrian carbonate-shale-hosted- Pb-Zn deposit, France: Thermometric and Isotopic (H, O) evidence for pulsating hydrothermal mineralization, *Mineral. Deposita*, 23, p.86-95
- Choukroune P., 1976, Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité sub-verticale, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., n°127, p.1-116
- Clauer N., Zwingman H., Chaudhuri S., 1996, Isotopic (K-Ar and Oxygen) constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in Western Europe, *Clay minerals*, 31, p.301-318
- Conan C., 1998, Modélisation hydrogéochimique de paléocirculations le long de la bordure occidentale des Cévennes, *Mém. DEA Paris VI*, 44 p.

- Coudrain-Ribstein A., Leach D., Gouze P., Macquar J.-C., Leventhal J., Viets J.G., Emsbo P., Anthony M., Precipitation of lead-zinc ores in the Mississippi Valley-type deposit at Treves, Cevennes region of Southern France, en préparation
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J., 1984a, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mem. BRGM France, n°125
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., 1984b, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mem. BRGM France, n°126
- Durand-Delga M., 1980, La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien, XXVI^e Congrès Géologique International, Bull. Cent. Rech. Explor., Mém. 3, p.1-78
- Ellenberger F., 1980, La zone alpine du Bas-Languedoc, *in* Durand-Delga M., La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien, Bull. Cent. Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, p.40-46
- Freytet P., 1970a, Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc (résumé de la thèse), Bull. BRGM, (2), sect. 1, n°4, p.1-54
- Freytet P., 1970b, Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc, Thèse Orsay, 528 p., 210 fig., 21 pl
- Garven G. et Freeze A., 1984, Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits, 1. Mathematical and numerical model, 2. Quantitative results, Amer. J. Sci., 284, p.1085-1174
- Garven G., 1985, The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point Deposit, Western Canada Sedimentary Basin, Econ. Geol., vol. 80, n°2, p.307-324
- Goblet P., Cordier E., 1999, Programme METIS, Simulation d'écoulement et de transport miscible en milieu poreux et fracturé, Notice d'emploi, ENSMP/CIG, 173 p.
- Jacquart G., Deville E., Mascle A., Rigo C., 1993, Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière, Languedoc-Rousillon (Corbières), IFP
- Jamet P.-V., 1991, Sur certains aspects du couplage en milieux poreux entre les champs de température et de concentration. Approche par la thermodynamique des processus irréversibles et modélisation de l'effet thermogravitationnel dans les solutions binaires, E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n°14, 216 p.
- Kesler S.E., Appold M.S., Martini A.M., Walter L.M., Huston T.J., Kyle J.R., 1995, Na-Cl-Br systematics of mineralizing brines in Mississippi Valley-type deposits, Geology, 23, p.641-644
- Leach D., Sangster D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, *in* Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. et Duke J.M. eds., Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p.289-314

- Leach D., Bradley D., Lewchuk M., Symons D.T.A., Brannon J., Marsily G. de, 2001a, Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research, *Mineral. Deposita*, accepté
- Leach D., Premo W., Lewchuk M., Rouvier H., Macquar J.-C., Thibiéroz J., Henry B., Le Goff M., 2001b, Evidence for Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in the Cévennes region, Southern France, during Pyrenees orogeny, *Mineral. Deposita*, accepté
- Le Carlier de Veslud C., Royer J.-J., 1995, Evolution au cours du temps du champ de températures et des circulations fluides sur la marge distensive ardéchoise, Rapport d'étude dans le cadre du projet GéoFrance3D, forages scientifiques de l'Ardèche, 56 p.
- Le Carlier de Veslud C., 1998, Modélisation des transferts hydrologiques et thermiques lors de l'évolution de la paléo-marge ardéchoise (France), *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n°1, p.81-89
- Lewchuk M.T., Symons D.T.A., 1995, Age and duration of Mississippi Valley Type ore mineralizing events, *Geology*, 23, p.99-102
- Lewchuk M.T., Rouvier H., Henry B., Le Goff M., Macquar J.-C., Leach D., 2001, Paleomagnetism of Mississippi Valley-type (MVT) mineralization in the southern border of the French Massif Central, and its relationship to Pyrenean orogenesis, *Econ. Geol.*, en préparation
- Macquar J.-C., 1973, Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péri-cévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes, *Bull. BRGM Orléans*, I, 1, p.45-68
- Macquar J.-C., Rouvier H., Thibiéroz J., 1990, Les minéralisations Zn, Pb, Fe, Ba, F, péri-cévenoles : cadre structuro-sédimentaire et distribution spatio-temporelle, in *Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires*, Paris-Orléans 28-30 mars 1998, Doc. BRGM n°183, p.143-158
- Marsily G. de, 1981, *Hydrogéologie quantitative*, Masson, Paris, 215 p.
- Mattauer M., Proust F., 1962, Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, V, p.5-11
- Michard A.G., Coumoul A., 1978, La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien, *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, n°2, p.57-120
- Noble E.A., 1963, Formation of ore deposits by water of compaction, *Econ. Geol.*, 58, p.1145-1156

- Pagel M., Braun J.J., Disnar J.R., Martinez L., Renac C., Vasseur G., 1997, Thermal history constraints from studies of organic matter, clays minerals, fluid inclusion and apatite fission track at the Ardèche paleomargin (BA1 drill hole, GPF program), France, *J. Sedim. Res.*, 67, p.235-245
- Peybernès B., 1976, Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée, Thèse, Toulouse, C.R.D.P., 459 p.
- Plaziat J.-C., 1981, Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 36, p.263-320
- Plaziat J.-C., 1984, Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène, stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique, Thèse Paris XI, 3 vol., 1322 p.
- Plaziat J.-C., 1986, Influence respective des événements locaux (sédimentologiques, tectoniques) et globaux (climatiques, variations du niveau des océans) sur la répartition et l'évolution des peuplements pyrénéens du début du Tertiaire, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2, p.467-476
- Ramboz C., Charef A., 1988, Temperature, Pressure, Burial History, and Paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn Deposit: Reconstruction from Aqueous Inclusions in Barite, *Econ. Geol.*, 83, p.784-800
- Rouvier H., Henry B., Le Goff M., Macquar J.-C., Thibiéroz J., Lewchuk M.T., Leach D., 2001a, Paleomagnetic dating of widespread remagnetization on the southeastern border of the French Massif Central and implications for fluid flow and MVT mineralization, *Geophysics International*, accepté.
- Rouvier H., Henry B., Macquar J.-C., Le Goff M., Thibiéroz J., Lewchuk M. T., Leach D., 2001b, Réaimantation régionale, migration de fluides et minéralisations dans la bordure cévenole (Massif Central, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sous presse
- Rowan E.L., Goldhaber M.B., 1995, Duration of mineralization and fluid-flow history of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, *Geology*, 23, p.335-349
- Rowan E. L. et Marsily G. de, 2001, Infiltration of Late Paleozoic evaporite brines in the Reelfoot rift: a possible salt source for Illinois basin formation waters and MVT mineralizing fluids, *A.A.P.G. Bull.*, accepté
- Sabouraud C., Macquar J.-C., Rouvier H., 1980, Les Inclusions Fluides, Témoins et Faux-Témoins des Conditions de Dépôt. Quelques Exemples Pris dans les Minéralisations de Pb, Zn, Ba, F du Sud du Massif Central Français, *Mineral. Deposita*, 15, p.211-230
- Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W., 1987, *Experimental fluvial geomorphology*, New York: Wiley, 413 p.
- Séguret M., et Proust F., 1965, L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII, p.85-91

- Symons D.T.A., Sangster D.F., 1994, Paleomagnetic methods for dating the genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, *in* Fontboté L., Boni M. eds., Sediments hosted Zn-Pb deposits, Berlin: Springer-Verlag, p.42-58
- Toulkeridis T., Clauer N., Stille P., 1993, Pb-isotopic composition and dating of clay minerals associated with the Pb-Zn ores of Les Malines (Cévennes, France), *Terra Abstracts*, p.346
- Vasseur G., Burrus J., 1990, Contraintes hydrodynamiques et thermiques sur la genèse des gisements stratiformes à plomb-zinc, *in* Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires, Paris-Orléans 28-30 mars 1998, Doc. BRGM n° 183, p.305-328
- Viets J.G., Hofstra A.H., Emsbo P., 1996, Solute compositions of fluid inclusions in sphalerite from North America and European Mississippi Valley-type ore deposits: ore fluid derived from evaporated seawater, *in* Sangster D.F. ed., Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits, Society of Economic Geologist Special Publication, 4, p.465-482
- Violette S., Bruel D., Thibiéroz J., Macquar J.-C., 1999, Apports, limites et perspectives de la modélisation hydro-thermo-mécanique du Bassin du Sud-Est de la France pour la compréhension des transferts de fluides, Communication lors de la Réunion spécialisée SGF – TRABAS – CNRS, Paris, 27-28 septembre 1999, Sciences Géologiques, Mém. n°99, p.145-148
- Ziserman A., 1970, Cadre lithostratigraphique, structural et métallogénique, du secteur de l'action concertée Pb-Zn. Introduction aux études détaillées, *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, n°1, p.5-15

Cartes géologiques

(1967) – Carte géol. France (1/80000), feuille Quillan (254) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Casteras M., Cavet P., Guitard G., Ovtracht A., Raguin E., 16 p.

Guitard G., Casteras M. (1968) – Carte géol. France (1/80000), feuille Prades (257) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Autran A., Guitard G. avec la collaboration de Klimck E., Casteras M., Cavet P., 41 p.

Alabouvette B., Arthaud F., Bodeur Y., Paloc H., Séguret M., Le Strat P., Ellenberger P., Macquar J.-C., Coumoul A. (1988) - Carte géol. France (1/50000), feuille Le Vigan (937) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Alabouvette B. avec la collaboration de Arthaud F., Bodeur Y., Barthes J.-P., Paloc H., Aubague M. (1988)

Alabouvette B., Bodeur Y., Mattei J., Rançon J.-P., Paloc H. (1987) - Carte géol. France (1/50000), feuille Le Caylar (962) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Alabouvette B. avec la collaboration de Arrondeau J.-P., Aubague M., Bodeur Y., Dubois P., Mattei J., Paloc H., Rançon J.-P. (1988), 63 p.

Bodeur Y., Séguret M., Philip H., Puech J.-P., Mattei J., Mattauer M. (1978) - Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Martin-de-Londres (963) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Bodeur Y., Paloc H., Philip H., Mattei J., Mattauer M., Théron R., Féraud J.

Bogdanoff S., Donnot M. (1982) – Carte géol. France (1/50000), feuille Bédarieux (988) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Bogdanoff S., Donnot M., Ellenberger F. (1984), 105 p.

Arthaud F., Feist R., Médioni R., Brousse R., Alabouvette B. (1982) – Carte géol. France (1/50000), feuille Lodève (989) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Alabouvette B. avec la collaboration de Feist R., Aubague M., Bambier A., Paloc H. (1982), 52 p.

Arthaud F., Feist R., Alabouvette B., Ellenberger F., Berger G.M. (1982) – Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Chinian (1014) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Arthaud F., Freydet P., Paloc H., Bambier A., Alabouvette B., 44 p.

Berger G.M. (1990) – Carte géol. France (1/50000), feuille Lézignan-Corbières (1038) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Berger G.M., Boyer F., Rey J. avec la collaboration de Ambert P., Freydet P., Marchal J.P., Vautrelle C. (1990), 70 p.

Lenguin M., Ovtracht A. (1977) – Carte géol. France (1/50000), feuille Limoux (1059) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Bessière G., Lenguin M., Marchal J.P., Barruol J., 17 p.

Ellenberger F. (1985) – Carte géol. France (1/50000), feuille Cependu (1060) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Ellenberger F., Freydet P., Plaziat J.C., Bessière G., Viillard P., Berger G.M., Marchal J.P. (1987), 88 p.

Crochet B., Villatte J., Tambareau Y., Bilotte M., Bousquet J.P., Kuhfuss A., Bouillin J.P., Gélard J.P., Bessière G., Paris J.P. (1989) – Carte géol. France (1/50000), feuille Quillan (1077) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Peybernès B., Tambareau Y., Vilatte J. avec la collaboration de Berger G., Marchal J.P., Vautrelle C., Viillard P. (1989), 98 p.

Chantraine J., Autran A., Cavelier C., Clozier L. (1996) – Carte géol. France (1/1000000) – France : Service géologique national, Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Annexes

Résultats graphiques des tests de sensibilité des paramètres physiques.

Echelle horizontale : 1/500 000^e. Echelle verticale : 1/200 000^e.

Solutions numériques du modèle pour les charges hydrauliques (m).

L'intervalle entre deux courbes est de 10m.

Figure a1 : élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines égale à 142,5 m (gradient de 0,0025).

Figure a2 : élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines égale à 430 m (gradient de 0,0075).

Figure a3 : élévation relative des Cévennes par rapport aux Malines, égale à 25 m, selon un gradient de charge imposé en surface de 0,005.

Simulations numériques du champ de températures le long du profil Montagne Noire-Les Malines.

Températures en °C, isothermes tracées tous les 20°C.

Le jeu de paramètres de référence est le suivant : gradient de charge imposé en surface égal à 0,005, flux de chaleur de 90 mW.m⁻², failles de perméabilité $kz = 10^{-11} \text{ m}^2$, aquifère constitué d'une couche supérieure d'épaisseur 1km et de perméabilité $kx = 10^{-13} \text{ m}^2$ et d'une couche inférieure d'épaisseur 4km et de perméabilité $kx = 10^{-14} \text{ m}^2$.

Figure b1 : flux de chaleur de 70 mW.m⁻².

Figure b2 : flux de chaleur de 120 mW.m⁻².

Figure c1 : perméabilité verticale des failles égale à 10^{-10} m^2 .

Figure c2 : perméabilité verticale des failles égale à 10^{-12} m^2 .

Figure d1 : élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines égale à 142,5 m (gradient de 0,0025).

Figure d2 : élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines égale à 430 m (gradient de 0,0075).

Figure d3 : élévation relative des Cévennes par rapport aux Malines, égale à 25 m, selon un gradient de charge imposé en surface de 0,005.

Figure e1 : aquifère constitué d'une couche homogène de 5km d'épaisseur et de perméabilité $kx = 10^{-14} \text{ m}^2$.

Figure e2 : aquifère constitué d'une couche supérieure d'épaisseur 1km et de perméabilité $kx = 10^{-14} \text{ m}^2$ et d'une couche inférieure d'épaisseur 4km et de perméabilité $kx = 10^{-15} \text{ m}^2$.

Figure e3 : aquifère constitué d'une couche supérieure d'épaisseur 1km et de perméabilité $kx = 10^{-12} \text{ m}^2$ et d'une couche inférieure d'épaisseur 4km et de perméabilité $kx = 10^{-13} \text{ m}^2$.

Figure e4 : aquifère constitué d'une couche supérieure d'épaisseur 1km et de perméabilité $kx = 10^{-13} \text{ m}^2$ et d'une couche inférieure d'épaisseur 2km et de perméabilité $kx = 10^{-14} \text{ m}^2$, sur un socle de perméabilité horizontale 10^{-19} m^2 .

Figure f1 : aquifère homogène d'épaisseur 4km et de perméabilité $kx = 10^{-14} \text{ m}^2$. Entre cet aquifère et la base du bassin sédimentaire se situe une bande argilo-gréseuse d'épaisseur 1km et de perméabilité $kx = 10^{-16} \text{ m}^2$.

Figure f2 : aquifère constitué d'une couche supérieure d'épaisseur 1km et de perméabilité $k_x = 10^{-13} \text{ m}^2$ et d'une couche inférieure d'épaisseur 3km et de perméabilité $k_x = 10^{-14} \text{ m}^2$, reposant sur un aquifère fracturé d'épaisseur 1km et de perméabilité horizontale 10^{-13} m^2 .

Résultats graphiques des simulations de transport de sels.

Echelle horizontale : 1/500 000^e. Echelle verticale : 1/100 000^e.

Concentrations en kg.m^{-3} , courbes d'isovaleurs espacées de 60 kg.m^{-3} en phase d'infiltration (figures g), de 40 kg.m^{-3} en phase de circulation gravitaire. Températures en °C, isothermes tous les 20°C .

Phase d'infiltration des saumures : champs de concentrations calculés dans le modèle, au temps t.

Figure g1 : t = 20 ka.

Figure g2 : t = 40 ka.

Figure g3 : t = 60 ka.

Figure g4 : t = 80 ka.

Phase de circulation gravitaire : champs de concentrations simulés au temps t.

Figure h1 : t = 20 ka.

Figure h2 : t = 40 ka.

Champ de températures.

Figure h3 : t = 20 ka.

Figure a1 : Charges hydrauliques (m)
 Elévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines : 142,5 m.

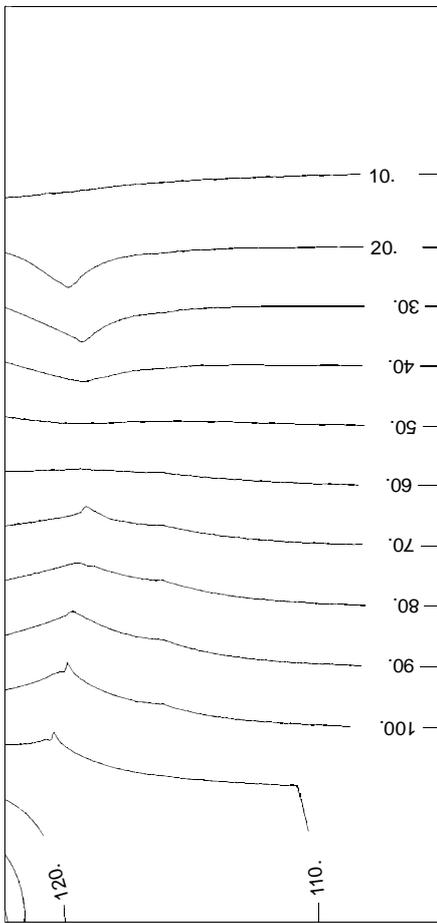


Figure a2 : Charges hydrauliques (m)
 Elévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines : 430 m.

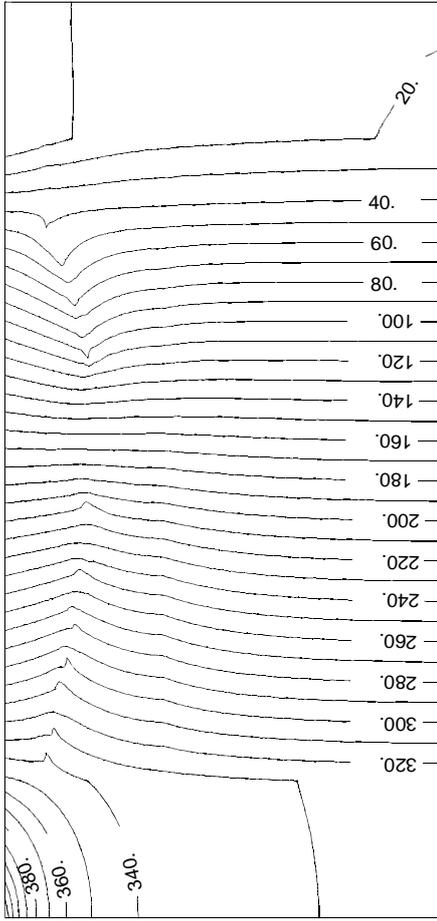


Figure a3 : Charges hydrauliques (m)
 Elévation relative des Cévennes par rapport aux Malines : 25 m.

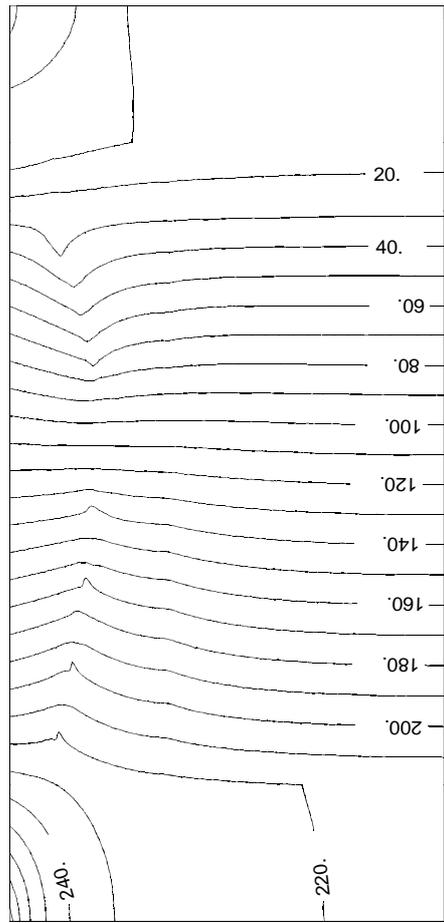


Figure b1 : Températures (°C). Flux de chaleur de 70 mW.m².

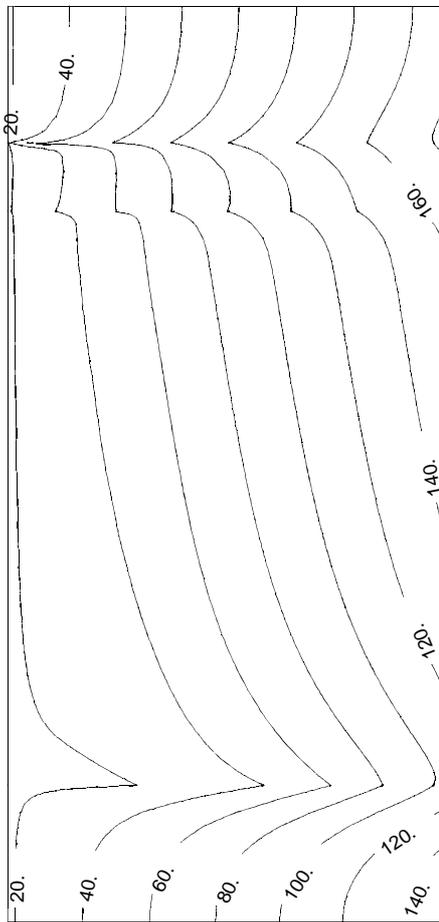


Figure b2 : Températures (°C). Flux de chaleur de 120 mW.m².

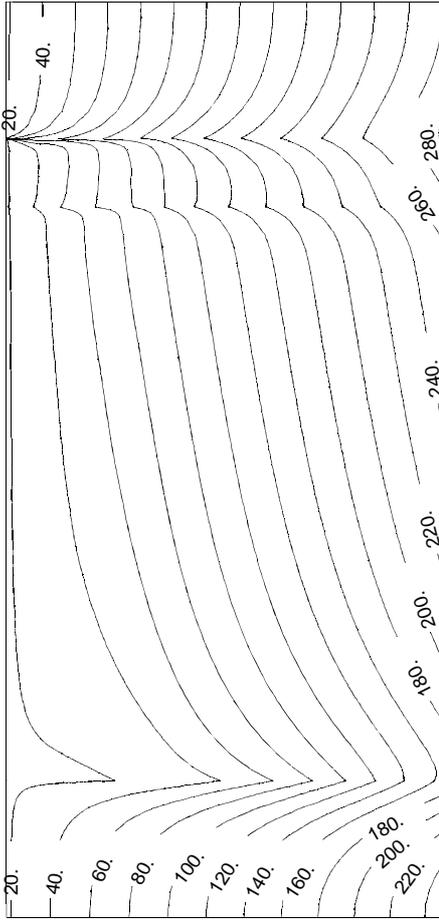


Figure c1 : Températures (°C). Perméabilité verticale des failles égale à 10⁻¹⁰ m².

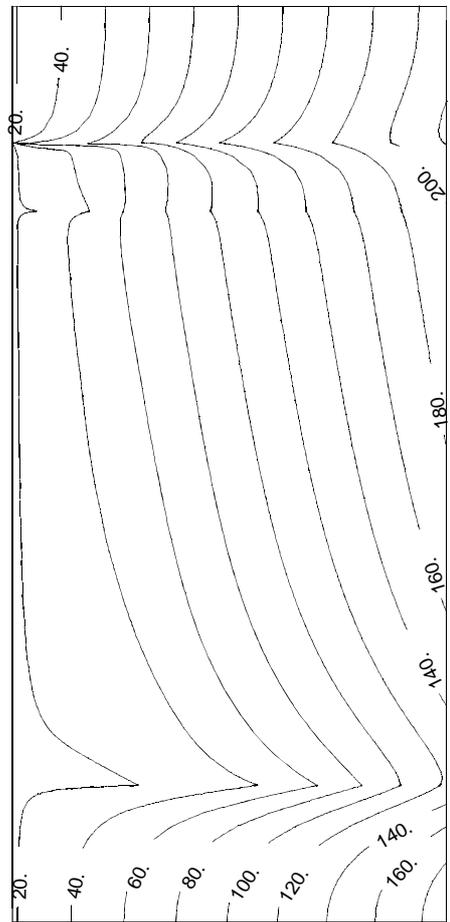


Figure c2 : Températures (°C). Perméabilité verticale des failles égale à 10⁻¹² m².

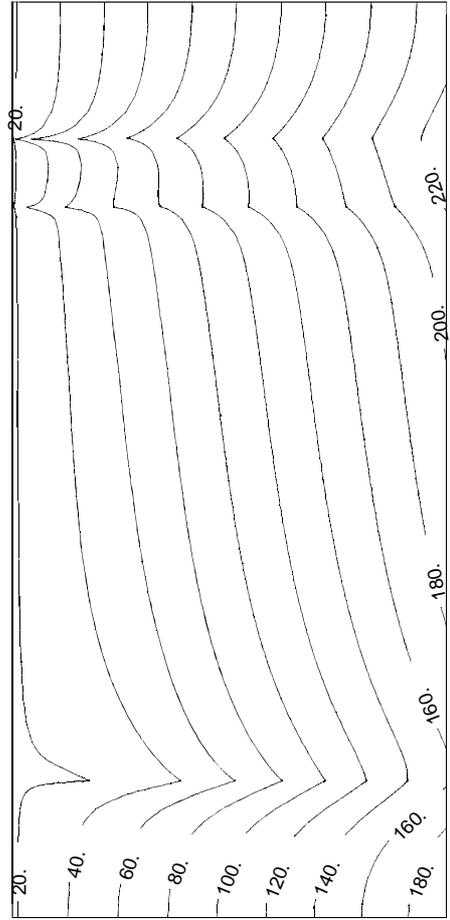


Figure d1 : Températures (°C).
Élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines : 142,5 m.

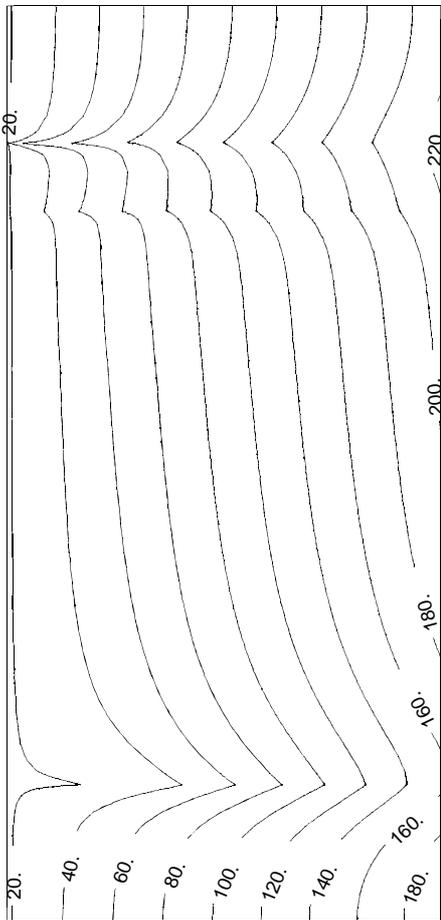


Figure d2 : Températures (°C).
Élévation relative de la Montagne Noire par rapport aux Malines : 430 m.

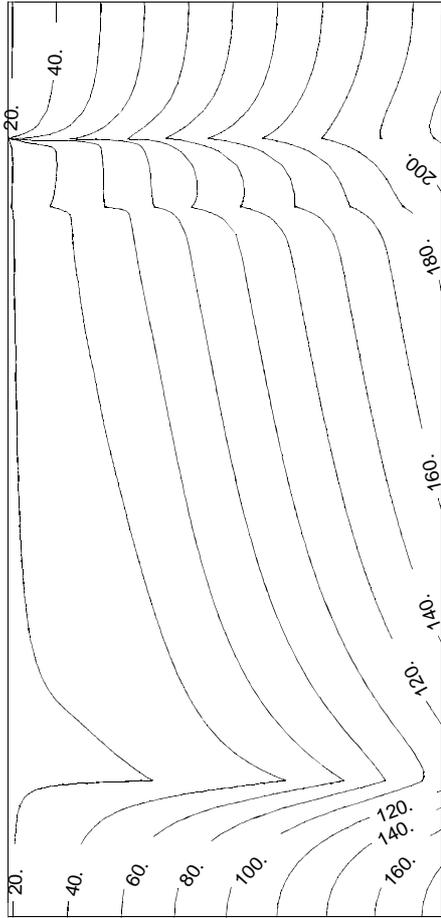


Figure d3 : Températures (°C). Élévation relative des Cévennes par rapport aux Malines : 25 m.

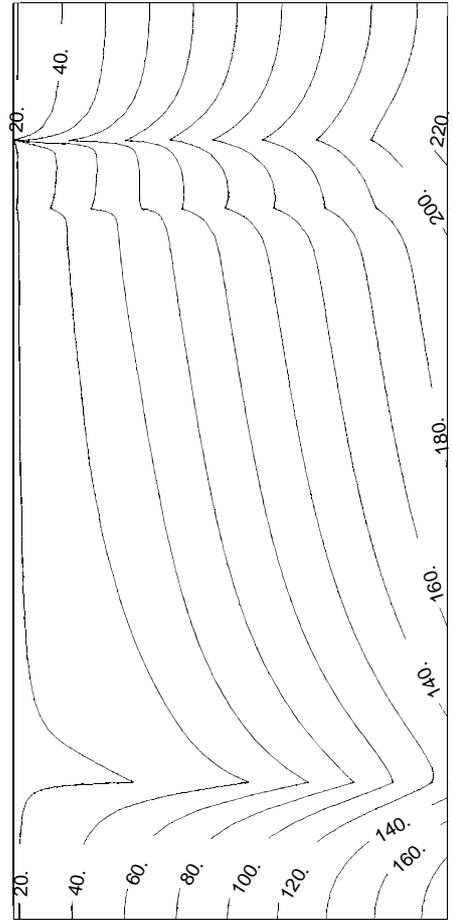


Figure e1 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
 1 couche homogène 5 km : 10^{14} m^2 .

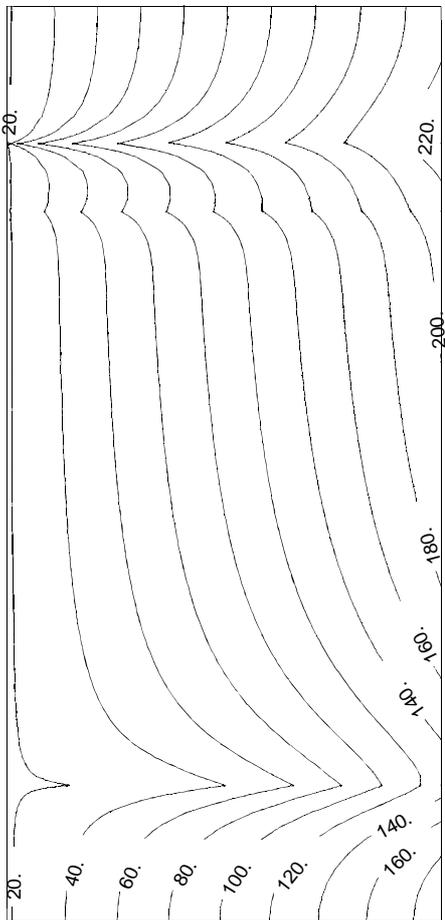


Figure e2 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
 1 km : 10^{14} m^2 - 4 km : 10^{15} m^2 .

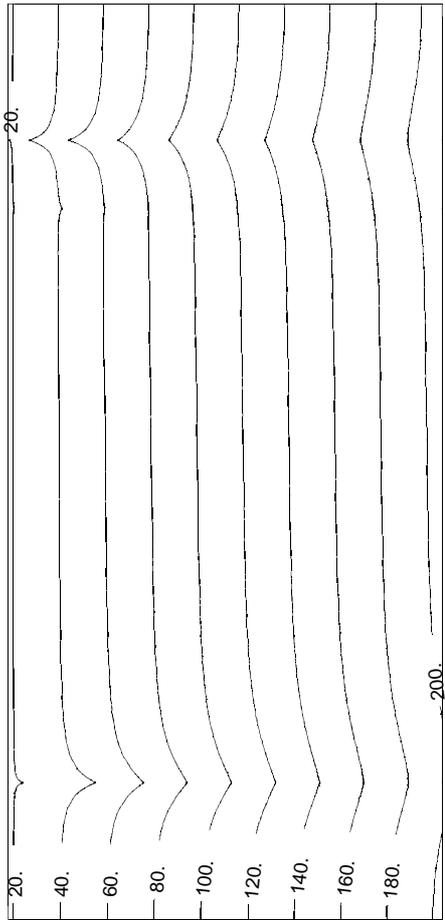


Figure e3 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
 1 km : 10^{12} m^2 - 4 km : 10^{13} m^2 .

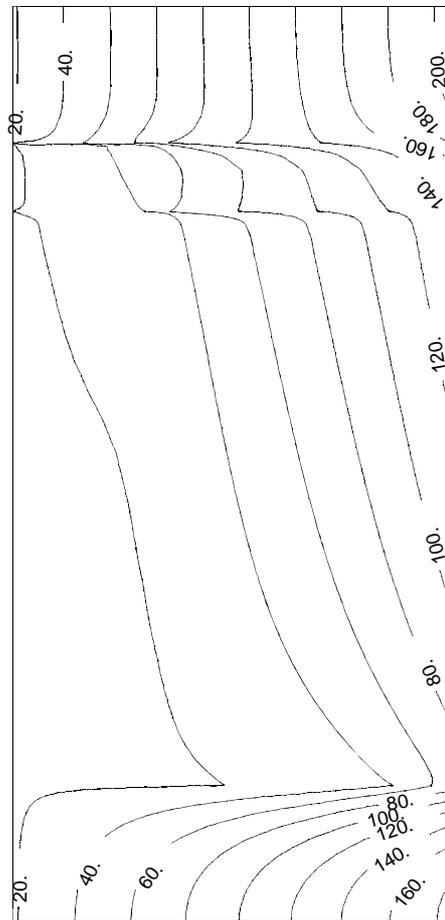


Figure e4 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
 1 km : 10^{13} m^2 - 2 km : 10^{14} m^2 . Socle : 2 km : 10^{19} m^2 .

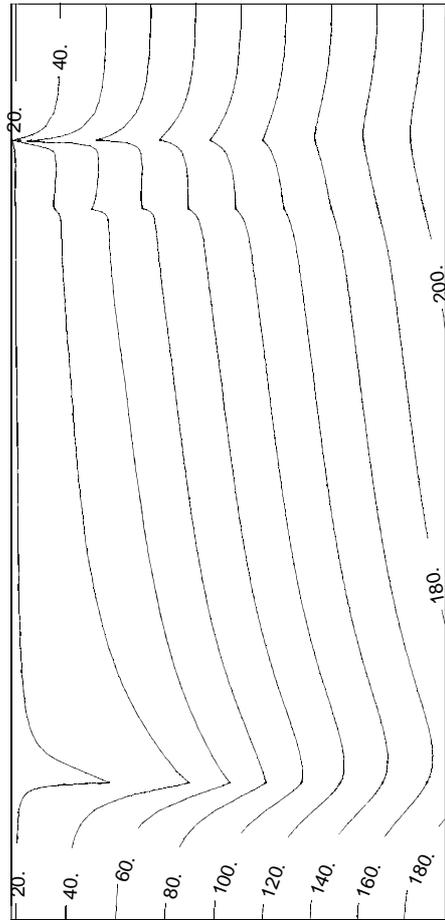


Figure f1 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
Bande argilo-gréseuse : 1 km : 10⁻¹⁶ m². Aquifère : 4 km : 10⁻¹⁴ m².

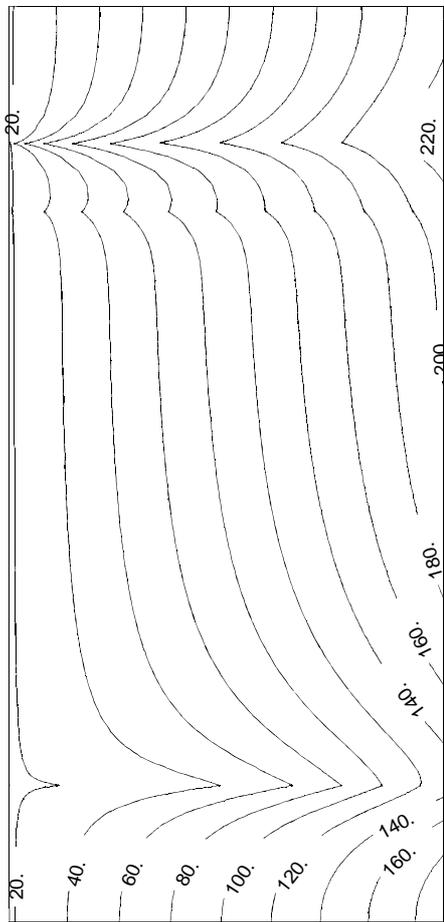


Figure f2 : Températures (°C). Géométrie et perméabilité horizontale des aquifères.
1 km : 10⁻¹⁶ m² - 3 km : 10⁻¹⁴ m². Aquifère fracturé profond : 1 km : 10⁻¹³ m².

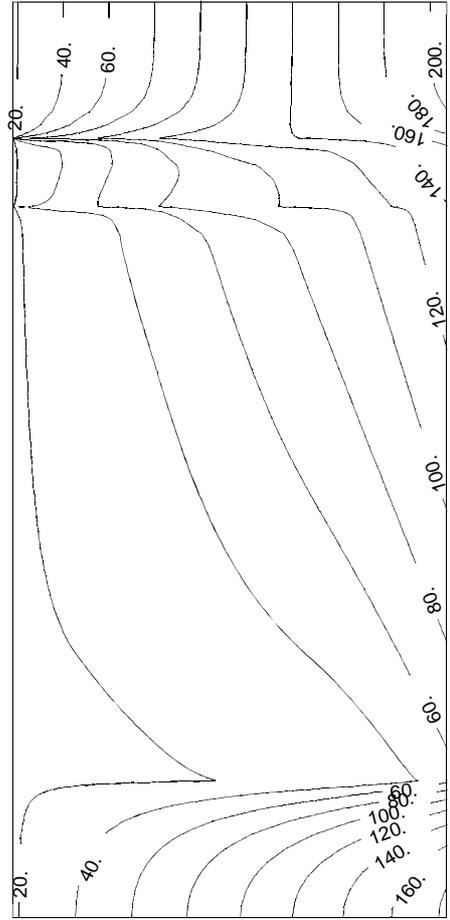


Figure g1 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'infiltration - t = 20 ka.

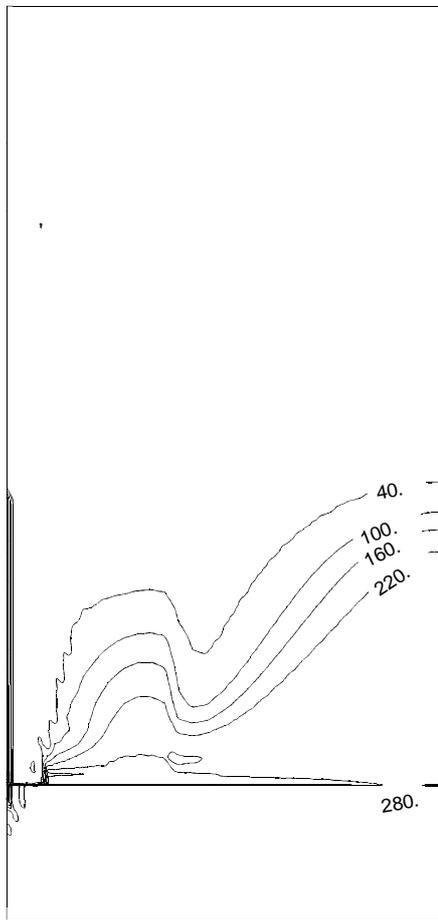


Figure g2 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'infiltration - t = 40 ka.

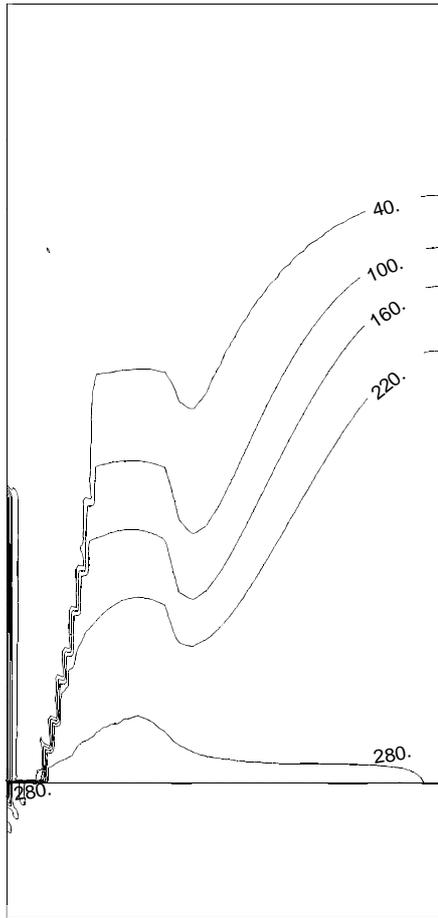


Figure g3 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'infiltration - t = 60 ka.

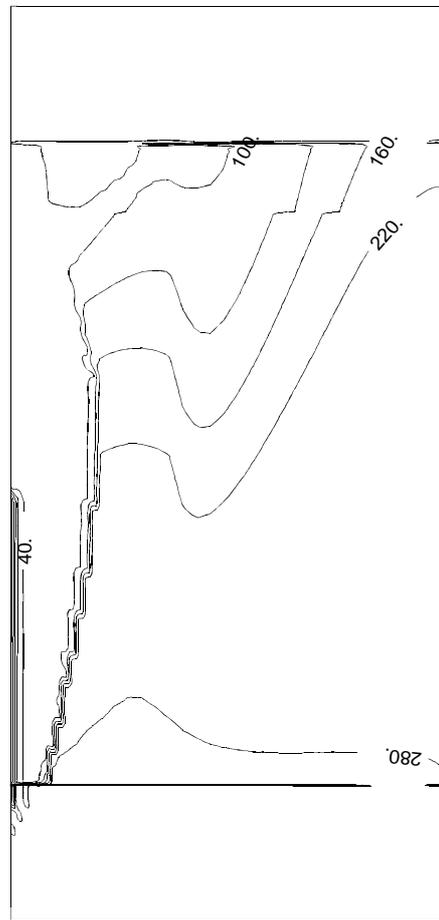


Figure g4 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'infiltration - t = 80 ka.

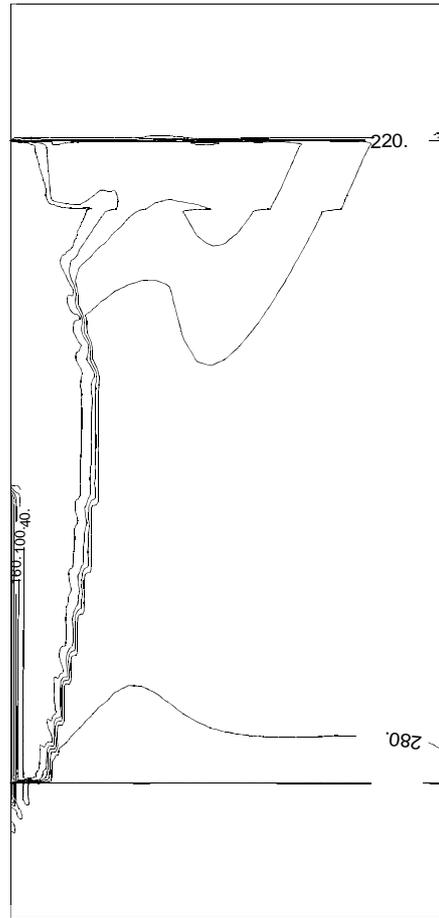


Figure h1 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'orogénèse - $t = 20 \text{ ka}$.

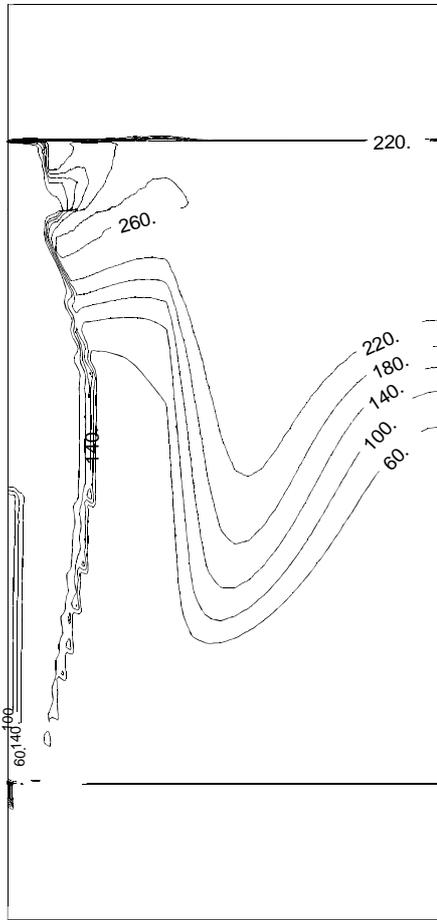


Figure h2 : Concentrations en sel (kg.m^{-3}). Phase d'orogénèse - $t = 40 \text{ ka}$.

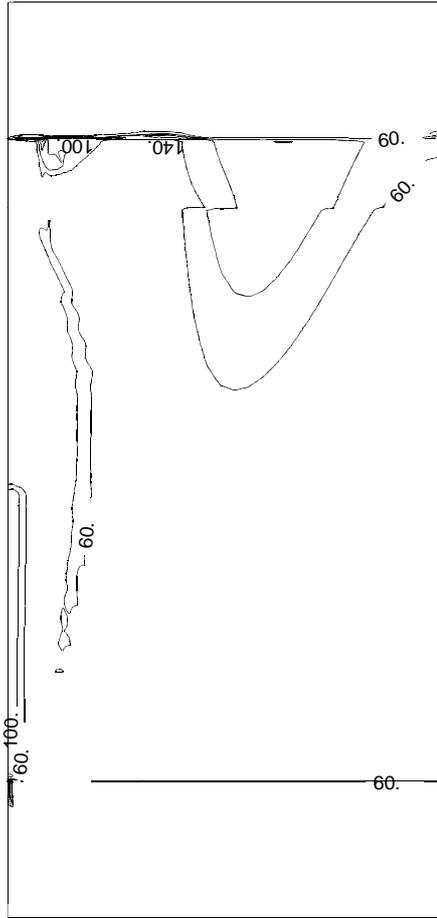


Figure h3 : Températures ($^{\circ}\text{C}$). Phase d'orogénèse - $t = 20 \text{ ka}$.

