

Plombotectonique des gisements du Maroc

Éric Marcoux^{1,*} et Michel Jébrak²

¹ Université d'Orléans/Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327-CNRS, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

² Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, CP 8888, succursale Centre-Ville, H3C 3P8 Montréal, Québec, Canada

Reçu le 1 juin 2020 / Accepté le 6 mai 2021 / Publishing online: 9 June 2021

Résumé – La synthèse de 240 analyses isotopiques du plomb, mesurées sur les gisements miniers marocains d'âges édiacarien à néogène appartenant à tous les domaines géotectoniques du Maroc autorise une réflexion globale sur la métallogénie du Maroc. Les compositions isotopiques varient grandement, de 17,738 (Bou Skour) à 18,905 (Draa Sfar) pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et de 15,521 à 15,706 pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La source du plomb des gisements étudiés se situe dans la croûte continentale supérieure, excepté pour ceux de l'Anti-Atlas (Bou Skour, Imiter...) et certains du Haut-Atlas (Azegour) à nette contribution du manteau. Les variations isotopiques relevées à l'échelle d'un district résultent soit de la présence de plusieurs événements hydrothermaux superposés sollicitant différentes sources locales comme à Tighza, soit d'un seul événement perturbé par la segmentation d'un bassin volcanosédimentaire, comme pour les amas sulfurés des Jebilet et Guemassa. À l'échelle du gisement (Draa Sfar, Bou Skour), les variations isotopiques résultent de la superposition de plusieurs événements hydrothermaux avec chacun leur propre plomb et métaux associés. Globalement, on peut distinguer trois générations de plomb incorporées successivement dans le socle géologique marocain par le magmatisme et/ou l'hydrothermalisme, caractérisées par leurs rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17,74–17,90 (panafricain), 18,10–18,40 (hercynien) et 18,75–18,90 (alpin). Le plomb panafricain est présent dans l'Anti-Atlas, et très localement dans la Meseta (Bouznika), et se nourrit en partie du magmatisme mafique du Gondwana. Le plomb hercynien est le plus représenté et affiche une rupture définitive dans la source des métaux dès lors exclusivement crustale. Il envahit tous les domaines marocains, y compris l'Anti-Atlas, où il remobilise et se mélange avec le plomb panafricain. Le plomb alpin, plus discret, jalonne la large écharpe allant d'Agadir à Nador qui trace en surface le panache mantellique des Canaries et accompagne un magmatisme néogène qui peut aussi avoir agi comme simple moteur remobilisant le plomb hercynien, notamment pour former les gisements MVT de Touissit. Les plombs hercynien et alpin sont en partie responsables du rajeunissement des minéralisations néoprotozoïques, comme à Bou Azzer ou Imiter. Le Maroc illustre le modèle de Sawkins avec un apport majeur du plomb lors du magmatisme fini-orogénique. Les résultats isotopiques plaident en faveur de remobilisations successives du plomb stocké dans des réservoirs primaires et secondaires avec des phénomènes d'héritage. Enfin le bon transfert de la signature isotopique du plomb des gisements aux *gossans* de surface, notamment pour les gisements stratiformes de sulfures polymétalliques de type Hajar, montre que la géochimie isotopique du plomb est un outil utilisable pour l'exploration minière au Maroc.

Mots clés : isotopes du plomb / Maroc / Atlas / minéralisations / héritage / source crustale

Abstract – Plumbotectonics of Moroccan ore deposits. The synthesis of 240 lead isotopes analyses, measured on Moroccan ore deposits of Ediacarian to Neogene ages located in all geotectonic domains of Morocco allows a global reflection on the metallogeny of Morocco. The isotopic compositions vary widely, from 17.738 (Bou Skour) to 18.905 (Draa Sfar) for the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio, and from 15.521 to 15.706 for the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio. The source of lead in the studied deposits is located in the upper continental crust, except for those in the Anti-Atlas (Bou Skour, Imiter, etc.) and some in the High Atlas (Azegour) with a clear mantellitic contribution. Isotopic variations noted at the scale of a district result either from the presence of

*Auteur correspondant : eric.marcoux@univ-orleans.fr

several superimposed hydrothermal events calling upon different local sources as at Tighza, or from a single event disturbed by the segmentation of a volcanosedimentary basin, as for the Jebilet and Guemassa ore deposits. At the scale of the deposit (Draa Sfar, Bou Skour), isotopic variations result from the superposition of several hydrothermal events each with their own lead and associated metals. Overall, we can distinguish three generations of lead incorporated successively into the Moroccan geological basement by magmatism and/or hydrothermalism, characterized by their $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios: 17.74–17.90 (Panafrican), 18.10–18.40 (Hercynian) and 18.75–18.90 (Alpine). Panafrican lead is present in the Anti-Atlas, and very locally in the Meseta (Bouznika), and feeds in part on the mafic magmatism of Gondwana. Hercynian lead is the most represented and displays a definitive rupture in the source of metals, which is now exclusively crustal. It invades all Moroccan areas, including the Anti-Atlas, where it re-mobilizes and mixes with the panafrican lead. Alpine lead, more discreet, marks out the large scarf going from Agadir to Nador which traces on the surface the mantle plume of the Canaries and accompanies a Neogene magmatism which may also have acted as a simple engine remobilizing Hercynian lead, in particular to form MVT deposits from Touissit. The Hercynian and Alpine lead influxes are partly responsible for resetting the Neoproterozoic mineralization, as at Bou Azzer or Imiter. In the Sawkins's model, lead isotopic results support successive remobilisations of lead stored in primary and secondary tanks, as well as inheritance phenomena. Finally, the good transfer of the isotopic signature of lead from ore deposits to surface gossans shows that the isotopic geochemistry of lead is a useful tool for mineral exploration in Morocco, moreover for stratiform polymetallic sulphides ore deposits of Hajar type.

Keywords: lead isotopes / Morocco / Atlas / ore deposit / inheritance / crustal source

1 Introduction

Le Maroc est un puzzle de domaines géologiques très différents, assemblés par au moins trois orogènes successifs : panafricain, hercynien et alpin. Parallèlement à ces événements géologiques, de nombreux gisements minéraux de différents types se sont formés, activement exploités et étudiés depuis de nombreuses années. Les gisements polymétalliques à plomb et les gisements plombifères appartenant à des types métallogéniques variés sont particulièrement nombreux au Maroc qui fut le plus grand producteur de plomb en Afrique dans la seconde moitié du XX^e siècle (Emberger, 1968).

Cependant, pour la plupart de ces gisements, des questions majeures concernant leur genèse et en particulier la source des métaux, sont encore débattues. Le sujet de cet article est de mieux comprendre la genèse de ces gisements, leurs sources et leurs parentés éventuelles, et de les replacer dans leur contexte géodynamique en utilisant les données sur les isotopes du plomb, disponibles dans la littérature et complétées par de nouvelles analyses. Nous pouvons ainsi reconstruire l'histoire de la mobilisation des sources de plomb au cours des différentes orogènes sur la marge du craton Ouest-africain.

Les isotopes du plomb ont été largement utilisés pour tracer les sources des minéralisations (Doe et Zartman, 1979; Zartman et Doe, 1981; Marcoux, 1987). Le concept de «plumbotectonics», traduit ici par le terme de «plumbotectonique», repose sur l'évolution isotopique du plomb dans différents environnements géologiques, et notamment la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau. De nombreux travaux de plumbotectonique ont été réalisés depuis lors. Dans la plupart des provinces plombifères du monde, le plomb est d'origine crustale : c'est le cas notamment dans les Calédonides scandinaves (Billström *et al.*, 1997), les Variscides européennes (Marcoux et Jébrak, 1987; Bau *et al.*, 2003; Slobodník *et al.*, 2008), la partie orientale de la chaîne d'Asie centrale (Wang *et al.*, 2020) et jusqu'au Japon (Doe et Zartman, 1982). Dans ce contexte crustal, Sawkins

(1989) a montré que le plomb des gisements géants des bassins protérozoïques postérieurs à 1,8 Ga aurait été hérité du magmatisme anorogénique d'âge protérozoïque moyen, un réservoir primaire riche en feldspaths et anomal en plomb. Pour les gisements phanérozoïques, Sawkins (1989) souligne que la disponibilité de plomb dans la croûte supérieure était alors considérablement plus grande. Des analyses isotopiques *in situ* sur le gisement géant de McArthur River ont validé ce modèle (Gigon *et al.*, 2020).

Les gisements porphyriques supra-subduction montrent une évolution plus complexe, avec une extraction de plomb depuis la croûte fini-archéenne par des fluides de la subduction (Pettke *et al.*, 2010). Les gisements en contexte d'accrétion font cependant exception et montrent une contribution du manteau, ainsi qu'on l'a observé par exemple dans les amas sulfurés océaniques de Chypre (Sponner et Gale, 1982), la zone d'Ossa Morena des Variscides ibériques (Tornos et Chiaradia, 2004) et les gisements de type Besshi au Japon (Doe et Zartman, 1982).

Par la diversité de ses orogènes à la marge nord du craton précambrien d'Afrique de l'Ouest, le Maroc constitue donc un terrain exceptionnel pour apprécier les apports relatifs en plomb de la croûte et du manteau depuis le Protérozoïque et tester ainsi le modèle d'héritage de Sawkins.

2 Géologie et métallogénie du Maroc

Cinq grands domaines géologiques sont distingués au Maroc (Michard *et al.*, 2011) :

- le craton ouest-africain, comprenant la dorsale de Reguibat, est un assemblage complexe de domaines métamorphiques et granitiques datés entre 3 Ga et 2 Ga (Eburnéen), entourés de bassins néoproterozoïques et paléozoïques ;
- les Mauritanides marocaines, une étroite bande de terrains précambriens et paléozoïques charriés sur le craton lors de l'orogène hercynien ;

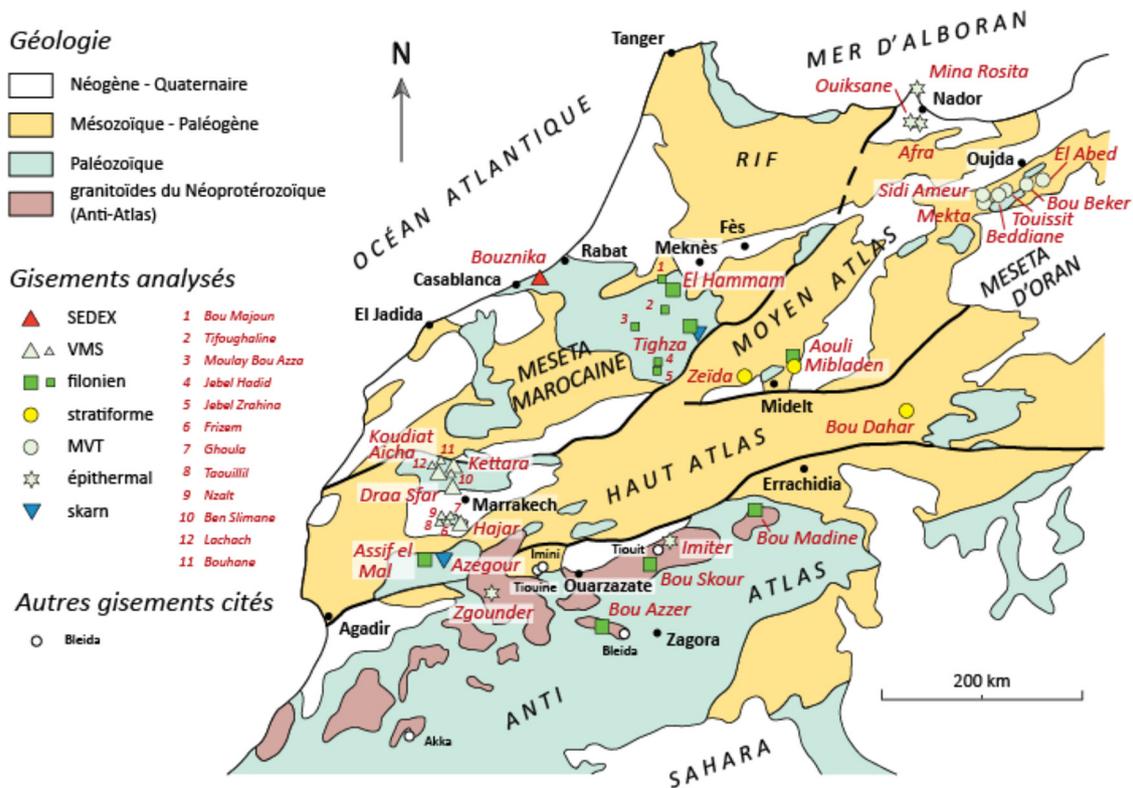


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du Maroc avec localisation des gîtes et gisements analysés et des principaux mentionnés.
Fig. 1. Simplified geological map of Morocco with location of analyzed and quoted ore deposits.

- l’Anti-Atlas à couverture paléozoïque plissée lors de l’orogène hercynien et s’enroulant autour d’anticlinaux précambriens affectés par l’orogénèse panafricaine vers 650 Ma; la couverture comprend le vaste volcanisme felsique de la formation de Ouarzazate, précurseur de la fragmentation éopaléozoïque;
- le domaine Atlas-Meseta, avec un socle paléozoïque (et localement précambrien) largement recouvert de formations mésozoïques-cénozoïques, plissé dans les domaines atlasiques (Haut Atlas et Moyen Atlas) et tabulaire dans le domaine mésétien;
- la cordillère du Rif, contemporaine des domaines atlasiques mais de nature très différente, une orogénèse de subduction suivie par une collision avec suture océanique et chevauchements de grande ampleur.

Les gisements minéraux sont très nombreux dans ces différents domaines et s’étalent du Protérozoïque au Tertiaire (Fig. 1). L’Anti-Atlas est le plus riche en métaux de base et précieux et le plus activement exploité. Les mines les plus importantes sont Bou Azzer (Co, Ni, Ag), au sein d’une ophiolite, Imiter (Ag), Bou Skour (Cu) et Akka (Au), et les mines abandonnées y sont nombreuses, telle Imini (Mn). Les formations cénozoïques de la Meseta abritent les grands gisements de phosphates qui ne sont pas pris en compte dans cet article.

La Meseta possède d’importants gisements liés à plusieurs événements géologiques relevant des orogènes hercynien et alpin. Le volcanisme namurien a généré des gisements de

sulfures massifs stratiformes de type VMS dans les Jebilet et Guemassa, près de Marrakech (Draa Sfar, Hajar, Kettara, Koudiat Aicha...), tandis que le plutonisme tardi-hercynien (270–290 Ma) est responsable du skarn de Mo-W-Cu d’Azegour, des gisements d’étain d’Achmach et d’Oulmès au sud de la mine d’El Hammam, ainsi que de la minéralisation aurifère de Tighza (ou Jebel Aouam). L’hydrothermalisme post-hercynien (entre 250 et 200 Ma) a généré de puissants filons d’importance économique à El Hammam (fluorite) et aussi à Jebel Aouam (ou Tighza) à plomb, argent et zinc. Des circulations ultérieures de fluides de bassin ont permis la formation de minéralisations à Pb-Ag-Zn dans tout le Moyen Atlas (Aouli, Mibladen, Zeïda dans le district de la Haute-Moulouya), ainsi que Touissit–Bou Beker–El Abed, dont la genèse serait très récente aux alentours de 15 Ma (Bouabdellah *et al.*, 2012). La zone du Rif semble moins riche en gisements métalliques, les seuls notables étant l’essai de skarns ferrifères du district de Nador (Ouiksane, Axara, Setolazar), associés à de petits filons épithermaux de Pb-Ag (Afra).

Plus de 200 analyses isotopiques de plomb étaient disponibles dans la littérature (Fariss, 1992; Pasava, 1994), Touahri, 1997; Jébrak *et al.*, 1998, 2011; Watanabe, 2002; Marcoux et Wadjiny, 2005; Marcoux *et al.*, 2008, 2015, 2019; Bouabdellah *et al.*, 2009, 2012; Lebret, 2014; Rddad et Bouhlel, 2016; Rossi *et al.*, 2017), auxquelles s’ajoutent des rapports inédits que nous avons pu utiliser (Edwards, 1989; Marcoux, 1993). Nous avons complété ces données par une quarantaine de nouvelles analyses, soit sur des gisements peu ou pas étudiés de ce point de vue (Bou Skour, Mekta), soit en complément sur des districts majeurs (Jebilet, Imiter), soit

enfin sur des *gossans* à des fins d'exploration minière (Jebilet et Guemassa), totalisant ainsi plus de 240 analyses (Tab. 1). La plupart des analyses ont été réalisées sur des galènes microprélevées sur sections polies, quelques autres sur des sulfures polymétalliques à galène réduits en poudre, d'autres sur *gossans*, ou chapeaux de fer, associés à divers gisements, principalement de type VMS, d'autres enfin sur des roches. Ces échantillons sont représentatifs des gisements, pour la plupart bien étudiés, et, dans la mesure où les données existaient, positionnés dans la succession paragéométrique pour les minéralisations complexes. Quand elle a été mesurée, la teneur en Pb des *gossans* et des sulfures polymétalliques est souvent élevée à très élevée. Le rapport μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) est donc très faible, ce qui ne nécessite aucune correction pour la décroissance radioactive *in situ*. Peu de roches semblent avoir été analysées pour les isotopes du plomb au Maroc : le seul ensemble de données important concerne les roches volcaniques néogènes du district de Nador (Duggen *et al.*, 2005). À notre connaissance, aucune donnée sur les isotopes du plomb n'est disponible pour les roches de la crête de Reguibat et du craton ouest-africain.

3 Intérêt de la géochimie isotopique du plomb en métallogénie : quelques rappels

Le plomb commun se compose de 4 isotopes stables (^{204}Pb , le seul entièrement primordial, ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb), dont les proportions varient selon l'âge et le milieu d'origine considéré. L'uranium et le thorium se désintégrant en plomb (^{238}U en ^{206}Pb , ^{235}U en ^{207}Pb et ^{232}Th en ^{208}Pb), les quantités de ces 3 isotopes augmentent avec le temps, faisant ainsi évoluer la composition isotopique du plomb terrestre.

Les isotopes de plomb jouent de ce fait un double rôle de traceur de source et de chronomètre géologique et furent très tôt appliqués aux gisements minéraux (Heyl *et al.*, 1966 ; Doe, 1970 ; Doe et Delevaux, 1972). Mais ce n'est pas si simple... L'article fondateur de Stacey et Kramers en 1975 (cité 9157 fois au 20 février 2021 !) avait établi la « courbe de croissance normale » à deux stades d'évolution, une asymptote théorique qui dessine l'évolution du plomb terrestre depuis 4,57 Ga jusqu'à l'Actuel, construite à partir des compositions de 13 galènes et 23 feldspaths d'âges connus. Doe et Zartman (1979), puis Zartman et Doe (1981), avaient prolongé ce travail en montrant que chaque grand réservoir terrestre (manteau, croûte inférieure, croûte supérieure) avait sa propre courbe d'évolution du plomb, la courbe « orogène » qui associe manteau et croûte dans des fusions à grande échelle, étant une moyenne très proche de la courbe de Stacey–Kramers. Ces milieux se caractérisent notamment par leurs teneurs variables en uranium, thorium et plomb, exprimés par les rapports μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) et W ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$).

La courbe de Stacey–Kramers étant graduée en âges, la position d'une composition isotopique sur cette courbe donne, en théorie, l'âge de l'échantillon considéré et donc du gisement qui le porte. Cependant, cette courbe est une moyenne mathématique établie à l'échelle planétaire et qui ne prend pas en compte les contextes géologiques régionaux. Et le plomb actuel est une moyenne de 160 échantillons de basaltes d'arcs insulaires, de sédiments océaniques et de nodules manganésifères. Les âges calculés à partir de la position sur cette courbe

théorique sont donc des âges « modèles », théoriques, parfois notablement différents des âges géologiques vrais, notamment dans le cas de remobilisations. Ces âges « modèles » ont leur utilité mais ne peuvent rivaliser ni en justesse ni en précision avec les datations par les radiochronomètres basés sur les couples U/Pb, Re/Os ou Ar/Ar par exemple. De plus, une majorité de compositions isotopiques s'écarte de cette courbe, le calcul de l'âge modèle fait alors appel à des isochrones qui admettent un système (U-Th-Pb) clos, une hypothèse impossible à vérifier.

Les informations sur le milieu d'évolution sont beaucoup plus pertinentes car les isotopes du plomb tracent la source du plomb à deux niveaux. À grande échelle, les grands réservoirs terrestres (manteau et croûtes supérieure et inférieure) ont leurs propres spécificités isotopiques pour U, Th et Pb, exprimées par des rapports μ différents (9,74 pour la courbe de Stacey–Kramers, 11,32 et 8,35 respectivement pour les courbes Orologène et Manteau de Zartman–Doe) et W (36,84 pour Stacey–Kramers). Les isotopes du plomb permettent ainsi d'identifier les milieux-sources et de quantifier leurs éventuels mélanges (Zartman et Haines, 1988). À une échelle plus fine, l'identification de la roche-source est possible par comparaison entre la composition isotopique du plomb du gisement concerné et celles des roches sources possibles. Là encore, on procède par analogie. La roche qui possède une composition identique à celle de la minéralisation est probablement celle qui a été lessivée par les fluides à l'origine de la minéralisation. Il faut bien sûr considérer la composition isotopique des roches lors de la mise en place de la minéralisation, ce qui implique de connaître, au moins approximativement, leurs âges respectifs. Cette recherche de source se complique jusqu'à devenir insoluble dans un contexte géologique complexe avec un grand nombre de roches-sources potentielles, la minéralisation pouvant résulter d'un mélange de plombs issus de plusieurs roches. Lorsque les études ne démontrent pas l'inverse, la source du plomb est généralement étendue aux autres métaux de comportements proches (zinc, cuivre, argent, or...). Malgré ses limites, c'est ce rôle de traceur géochimique que nous avons surtout développé dans cet article.

4 Procédures analytiques

Les analyses isotopiques ont été effectuées dans différents laboratoires et les procédures d'analyse ne sont pas toujours décrites dans les publications. Néanmoins, la procédure est toujours similaire, ou très proche de celle résumée ici, réalisée pour l'étude isotopique de Draa Sfar (Marcoux *et al.*, 2008) par B. Cousens, Université Carleton (Ottawa, Canada). Entre 10 et 20 mg de sulfures sont réduits en poudre puis dissous dans du HNO_3 7N. Le résidu est repris dans du HBr 1 N pour la chimie du plomb. Le plomb est séparé dans des colonnes de polyéthylène Bio-Rad de 10 ml par une résine anionique Dowex AG1-8X, en utilisant du HBr 1 N pour éluer les autres éléments et du HCl 6 N pour éluer le plomb. Le total des blancs de procédure pour Pb est < 250 pg. Les échantillons sont chargés sur des filaments de Re simples avec H_3PO_4 et du gel de silice, et les analyses réalisées à des températures du filament de 1175 à 1225 °C, une constance de température qui permet des effets de fractionnement identiques entre standards

Tableau 1. Analyses isotopiques du plomb des minerais et des roches. Les analyses nouvelles sont en italiques. gn : galène ; cp : chalcopryrite ; po : pyrrhotite ; sulf : sulfures polymétalliques à galène ; FK : feldspath potassique ; RT : roche totale. (*) Rapports initiaux corrigés avec $t=201$ Ma ; (**) Rapports initiaux (corrigés avec $t=271$ Ma). Sauf indication contraire, les ratios n'ont pas été corrigés pour les valeurs de μ faibles et négligeables.

Table 1. Lead isotope analyses of ore deposits and rocks. New analyses are in italics. gn: galena; cp: chalcopryrite; po: pyrrhotite; sulf: polymetallic sulphides with galena; FK: K-feldspar; RT: whole rock. (*) Initial ratios corrected with $t=201$ Ma; (**) initial ratios (corrected with $t=271$ Ma). Except otherwise indication, ratios have not been corrected for low and negligible μ values.

Gisement	Type	Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Auteurs
<i>Anti-Atlas</i>						
<i>Imiter</i>	<i>filon épithermal argentifère</i>	<i>gn</i>	<i>18,111</i>	<i>15,561</i>	<i>37,823</i>	Cette étude
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,136</i>	<i>15,553</i>	<i>37,826</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,123</i>	<i>15,565</i>	<i>37,840</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,995</i>	<i>15,536</i>	<i>37,661</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,112</i>	<i>15,559</i>	<i>37,810</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,244</i>	<i>15,636</i>	<i>38,462</i>	"
imiter	id	gn	18,131	15,555	37,831	Pasava (1994)
id	id	gn	18,138	15,562	37,826	"
id	id	gn	18,107	15,532	37,736	"
id	id	gn	18,172	15,595	37,928	"
id	id	gn	18,123	15,541	37,772	"
id	id	gn	18,113	15,554	37,797	"
id	id	gn	18,460	15,637	38,471	"
id	id	gn	18,523	15,618	38,438	"
Zgounder	filon épithermal argentifère	gn	17,896	15,576	37,819	Marcoux et Wadjinny (2005)
id	id	gn	17,884	15,577	37,803	"
<i>Bou Azzer (Aït Ahmane)</i>	<i>filon Co-As-Ag</i>	<i>gn</i>	<i>18,104</i>	<i>15,586</i>	<i>38,153</i>	Cette étude
<i>Bou Skour (filon Rhyolite)</i>	<i>filon Pb-Zn-Cu</i>	<i>gn</i>	<i>17,785</i>	<i>15,521</i>	<i>37,622</i>	Cette étude
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,933</i>	<i>15,539</i>	<i>37,656</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,738</i>	<i>15,523</i>	<i>37,616</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,768</i>	<i>15,524</i>	<i>37,710</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,883</i>	<i>15,526</i>	<i>37,619</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,913</i>	<i>15,541</i>	<i>37,675</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,946</i>	<i>15,537</i>	<i>37,614</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,947</i>	<i>15,537</i>	<i>37,607</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,950</i>	<i>15,538</i>	<i>37,619</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,080</i>	<i>15,552</i>	<i>37,687</i>	"
<i>Bou Skour (filon Agoulzi)</i>	<i>filon Pb-Zn-Cu</i>	<i>gn</i>	<i>17,850</i>	<i>15,539</i>	<i>37,671</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,980</i>	<i>15,552</i>	<i>37,686</i>	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>17,956</i>	<i>15,525</i>	<i>37,620</i>	"
<i>Bou Skour filon 2, niveau - 140 m</i>	<i>disséminations Cu</i>	<i>cp</i>	<i>18,113</i>	<i>15,538</i>	<i>37,823</i>	"
<i>id</i>	<i>filonnet tardif Pb-Zn-Ag</i>	<i>gn</i>	<i>18,101</i>	<i>15,530</i>	<i>37,788</i>	"
<i>Meseta</i>						
Bouznika	SEDEX à Pb-Zn-Cu-Ba	gn	17,885	15,566	37,640	Jébrak et al. (2011)
id	id	gn	17,875	15,566	37,615	"
<i>District des Jebilet</i>						
<i>Koudiat Aïcha</i>	<i>amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)</i>	<i>gn</i>	<i>18,293</i>	<i>15,669</i>	<i>38,437</i>	Cette étude
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	<i>18,275</i>	<i>15,653</i>	<i>38,402</i>	"
Draa Sfar	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	gn	18,262	15,630	38,293	Edwards (1989)
id	id	gn	18,263	15,630	38,298	"
Draa Sfar (Tazakourt, minerais zincifère)	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	gn	18,266	15,630	38,316	Marcoux et al. (2008)
Draa Sfar (Sidi M'Barek, minerais zincifère)	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	gn	18,586	15,657	38,891	"
id	id	gn	18,285	15,651	38,380	"
id	id	gn	18,301	15,675	38,440	"
id	id	gn	18,325	15,665	38,413	"

Tableau 1. (suite).

Gisement	Type	Analyse	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Auteurs
id	id	gn	18,776	15,681	38,441	"
id	id	gn	18,351	15,669	38,449	"
id	id	gn	18,334	15,653	38,377	"
id (Sidi M'Barek, minerais cuprifère)	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	gn	18,797	15,687	39,702	"
id	id	sulf	18,905	15,701	39,670	"
id	id	sulf	18,749	15,686	38,959	"
id	id	sulf	18,687	15,681	39,091	"
id	id	sulf	18,790	15,673	39,051	"
id (Sidi M'Barek) Bouhane	id	<i>gossan</i>	18,846	15,658	39,255	"
<i>id</i>	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>sulf</i>	18,345	15,689	38,531	Cette étude
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>sulf</i>	18,319	15,658	38,484	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gossan</i>	18,292	15,665	38,439	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gossan</i>	18,328	15,685	38,531	"
<i>Ben Slimane</i>	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>sulf</i>	18,305	15,642	38,402	"
<i>Lachach</i>	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>sulf</i>	18,292	15,660	38,415	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gossan</i>	18,310	15,662	38,475	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gossan</i>	18,286	15,646	38,389	"
Kettara	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	po + gn	18,279	15,645	38,356	Edwards (1989)
id	id	<i>gossan</i>	18,365	15,647	38,478	"
id	id	<i>gossan</i>	18,359	15,668	38,531	"
District des Guemassa						
Hajar	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	sulf	18,168	15,632	38,283	Edwards (1989)
id	id	sulf	18,169	15,632	38,276	"
id	id	sulf	18,168	15,632	38,283	Fariss (1992)
id	id	sulf	18,169	15,632	38,276	"
id	id	sulf	18,164	15,634	38,305	"
id	id	sulf	18,176	15,639	38,364	"
id	id	sulf	18,171	15,635	38,317	"
id	id	sulf	18,171	15,634	38,320	"
id	id	sulf	18,172	15,635	38,318	"
id	id	sulf	18,171	15,634	38,328	"
id	id	sulf	18,170	15,634	38,324	"
id	id	sulf	18,166	15,629	38,297	"
id	id	sulf	18,168	15,636	38,323	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gn</i>	18,164	15,634	38,305	Cette étude
Frizem	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	sulf	18,168	15,626	38,251	Edwards (1989)
id	id	sulf	18,171	15,628	38,267	"
id	id	<i>gossan</i>	18,189	15,626	38,260	"
id	id	<i>gossan</i>	18,190	15,627	38,258	"
id	id	<i>gossan</i>	18,207	15,627	38,239	"
id	id	<i>gossan</i>	18,201	15,627	38,273	"
id	id	<i>gossan</i>	18,238	15,627	38,310	"
<i>id</i>	<i>id</i>	<i>gossan</i>	18,196	15,622	38,264	Cette étude
Ghoula	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>gossan</i>	18,204	15,634	38,290	Edwards (1989)
id	id	<i>gossan</i>	18,240	15,634	38,336	"
id	id	<i>gossan</i>	18,193	15,634	38,294	"
Nzalt Est	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>gossan</i>	18,180	15,626	38,263	Edwards (1989)
id	id	<i>gossan</i>	18,183	15,626	38,260	"
Taouillil	amas sulfuré à Zn-Cu-(Pb)	<i>gossan</i>	18,147	15,622	38,237	Edwards (1989)
District de Tighza-Jbel Aouam						
filon W1	filon quartzeux W-Au	gn	18,298	15,668	38,497	Marcoux (1993)
id	id	sulf	18,371	15,640	38,329	"
filon W1 Nord	id	gn	18,351	15,669	38,383	Marcoux et al. (2015)
id	id	gn	18,343	15,660	38,425	"
id	id	gn	18,335	15,629	38,329	"

Tableau 1. (suite).

Gisement	Type	Analyse	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Auteurs
filon W5	id	gn	18,286	15,680	38,534	"
id	id	gn	18,417	15,653	38,428	"
filon pyrrhotite	id	sulf	18,261	15,646	38,427	"
id	id	sulf	18,273	15,661	38,476	"
granite du Kaolin	dissémination As-Fe-(Au)	sulf	18,299	15,643	38,490	"
id	id	sulf	18,323	15,636	38,568	"
id	id	sulf	18,297	15,642	38,504	"
granite du Mispickel	id	sulf	18,319	15,667	38,582	"
id	id	sulf	18,343	15,656	38,608	"
id	skarn à tungstène	sulf	18,860	15,643	38,453	"
id	id	sulf	18,660	15,639	38,468	"
id	id	sulf	18,266	15,658	38,423	"
granite de la Mine, niveau 757 m	id	sulf	18,694	15,671	38,921	"
id	id	sulf	18,875	15,686	38,613	"
filon Sidi Ahmed	filon Pb-Ag-Zn	gn	18,291	15,689	38,559	"
id	id	gn	18,264	15,676	38,519	"
id	id	gn	18,294	15,710	38,623	"
id	id	gn	18,232	15,652	38,412	Watanabe (2002)
filon Barytine	id	gn	18,274	15,673	38,518	Marcoux <i>et al.</i> (2015)
filon du Signal	id	gn	18,261	15,682	38,508	Watanabe (2002)
id	id	gn	18,259	15,675	38,485	"
id	id	gn	18,248	15,661	38,439	"
id	id	gn	18,283	15,696	38,556	"
id	id	gn	18,267	15,660	38,444	"
id	id	gn	18,267	15,672	38,482	"
id	id	gn	18,246	15,653	38,412	Marcoux (1993)
filon Iguer Oujna	id	gn	18,257	15,651	38,404	Watanabe (2002)
Tighza	granite de la Mine	FK	18,300	15,704	38,621	Marcoux <i>et al.</i> (2015)
id	granite du Mispickel	FK	18,280	15,696	38,583	"
District d'El Hammam						
El Hammam mine	filon de fluorine	gn	18,318	15,653	38,517	Marcoux (1993)
id	id	gn	18,340	15,654	38,530	"
id	id	gn	18,322	15,638	38,503	"
id	id	gn	18,345	15,662	38,542	"
id	id	gn	18,361	15,654	38,438	"
id	id	gn	18,361	15,655	38,443	"
id	id	gn	18,378	15,675	38,498	"
mine niveau – 300 m	skarn polymétallique	sulf	18,338	15,681	38,599	"
Jebel Boujejj	filon As-Sn-Cu-Pb	gn	18,367	15,695	38,582	"
id	tourmalinite	sulf	18,350	15,672	38,508	"
Oued Beht	filon As-Sn	sulf	18,335	15,691	38,621	"
Achmach	id	sulf	18,352	15,666	38,541	"
Oued Boutoukret	skarn Sn	gn	18,393	15,695	38,575	"
id	skarn Sn	<i>gossan</i>	18,385	15,699	38,633	"
id	tourmalinite à sulfures	sulf	18,328	15,699	38,566	"
lentille d'Ait Hammam	lentille sulfurée	<i>gossan</i>	18,359	15,672	38,654	"
Jebel Zrahina	filon F-Ba-Pb	gn	18,278	15,676	38,490	Marcoux (1993)
id	id	gn	18,274	15,676	38,496	"
id	id	<i>gossan</i>	18,283	15,638	38,339	"
id	id	<i>gossan</i>	18,328	15,636	38,276	"
Moulay Bou Azza	filon Pb	gn	18,285	15,664	38,432	Marcoux (1993)
id	id	gn	18,269	15,671	38,558	"
id	id	gn	18,271	15,685	38,596	"
id (Bled el Zabouja)	id	<i>gossan</i>	18,274	15,659	38,591	"
id (maison forestière)*	id	<i>gossan</i>	18,347	15,706	38,821	"
Bou Majoun (Tafoudeit)	filon Pb-Sb	gn	18,191	15,628	38,218	Marcoux (1993)

Tableau 1. (suite).

Gisement	Type	Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Auteurs
Jebel Hadid	filon Ba-(Pb)	<i>gossan</i>	18,274	15,654	38,464	Marcoux (1993)
id	id	<i>gossan</i>	18,330	15,700	38,635	"
Tifoughaline	filon polymétallique	<i>gossan</i>	18,322	15,701	38,625	Marcoux (1993)
<i>Haut-Atlas</i>						
Azegour**	skarn Mo-W-Cu	po	18,081	15,582	37,937	Marcoux <i>et al.</i> (2019)
id	id	po	18,169	15,580	37,925	"
id	id	po	18,246	15,568	37,953	"
id	id	po	18,301	15,585	38,046	"
id	id	cp	18,210	15,573	37,957	"
id	id	cp	18,138	15,561	37,852	"
id	id	cp	18,128	15,551	37,849	"
id	id	cp	18,131	15,555	37,855	"
id	id	cp	18,225	15,569	37,946	"
id	granite	FK	18,258	15,553	37,865	"
Assif El Mal	filon Zn-Pb-(Cu-Ag)	gn	18,203	15,636	38,351	Bouabdellah <i>et al.</i> (2009)
id	id	gn	18,129	15,612	38,154	"
id	id	gn	18,131	15,625	38,204	"
id	id	gn	18,141	15,642	38,246	"
id	id	gn	18,156	15,641	38,245	"
id	id	gn	18,151	15,641	38,243	"
id	id	gn	18,134	15,621	38,182	"
<i>Moyen-Atlas et meseta d'Oran</i>						
Bou Dahar (Yacoub)	stratiforme Pb-Zn-Ba	gn	18,124	15,631	38,436	Rddad et Bouhlel (2016)
id	id	gn	18,174	15,632	38,437	"
id (Chitane)	id	gn	18,182	15,633	38,435	"
id (Toutia)	id	gn	18,177	15,634	38,440	"
id (Corne Wast)	id	gn	18,127	15,629	38,425	"
<i>District de la Haute-Moulouya</i>						
Aouli (Engill)	filon Pb-Zn-(Ba)	gn	18,221	15,613	38,448	Jébrak <i>et al.</i> (1998)
id	id	gn	18,110	15,630	38,530	"
Aouli (Sidi Said)	id	gn	18,170	15,627	38,386	"
id	id	gn	18,208	15,624	38,394	"
id	id	gn	18,237	15,602	38,390	"
id	id	gn	18,246	15,613	38,425	"
Aouli (Henry)	id	gn	18,127	15,607	38,373	"
id	id	gn	18,153	15,610	38,415	"
Aouli (Ansegmir)	id	gn	18,179	15,610	38,372	"
Aouli (George)	id	gn	18,210	15,601	38,370	"
id	id	gn	18,210	15,621	38,393	"
Zeïda	Pb-Zn stratiforme	gn	18,214	15,613	38,412	Jébrak <i>et al.</i> (1998)
id	id	gn	18,214	15,622	38,409	"
Mibladen sud	id	gn	18,266	15,623	38,480	Jébrak <i>et al.</i> (1998)
Mibladen ouest	id	gn	18,272	15,638	38,526	"
Mibladen (AD 5)	id	gn	18,230	15,620	38,580	"
Mibladen	id	gn	18,120	15,570	38,300	"
(second niveau)						
Mibladen	id	gn	18,150	15,570	38,400	"
id	id	gn	18,240	15,630	38,500	"
Mibladen	id	gn	18,200	15,610	38,410	"
(Bou el Maden)						
id	id	gn	18,150	15,570	38,240	"
Aouli	granite	FK	17,943	15,577	38,136	Jébrak <i>et al.</i> (1998)
id	granite	FK	17,961	15,548	38,002	"
id	granite	FK	18,027	15,585	38,147	"
id	granite	FK	18,018	15,525	37,901	"
id	granite	FK	18,083	15,584	38,042	"

Tableau 1. (suite).

Gisement	Type	Analyse	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Auteurs
id	granite	FK	18,060	15,511	37,784	"
id	granite	FK	18,039	15,570	38,011	"
id	granite	FK	18,041	15,563	37,986	"
<i>District de Touissit–Bou Beker–El Abed</i>						
Beddiane	stratiforme MVT à Pb-Zn	sulf	18,320	15,633	38,472	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	id	sulf	18,326	15,639	38,487	"
id	id	sulf	18,333	15,642	38,506	"
id	id	sulf	18,330	15,640	38,510	"
id	id	sulf	18,340	15,640	38,500	"
id	id	sulf	18,340	15,640	38,540	"
id	id	sulf	18,330	15,640	38,510	"
id	id	sulf	18,340	15,640	38,520	"
id	id	sulf	18,330	15,630	38,476	"
id	id	sulf	18,345	15,646	38,524	"
id	id	sulf	18,334	15,643	38,514	"
id	id	sulf	18,390	15,680	38,650	"
id	id	sulf	18,360	15,660	38,620	"
Bou Beker	stratiforme MVT à Pb-Zn	sulf	18,379	15,651	38,595	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	id	sulf	18,361	15,644	38,521	"
id	id	sulf	18,367	15,657	38,582	"
id	id	sulf	18,357	15,644	38,542	"
id	id	sulf	18,336	15,631	38,484	"
El Abed	stratiforme MVT à Pb-Zn	gn	18,319	15,624	38,452	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	id	sulf	18,332	15,641	38,507	"
id	id	sulf	18,327	15,632	38,474	"
id	id	gn	18,310	15,620	38,440	Touahri (1997)
id	id	gn	18,320	15,630	38,440	"
id	id	gn	18,300	15,630	38,460	"
id	id	gn	18,310	15,620	38,450	"
id	id	gn	18,310	15,630	38,470	"
id	id	gn	18,340	15,660	38,500	"
Mekta	stratiforme MVT à Pb-Zn	sulf	18,341	15,627	38,475	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	id	sulf	18,362	15,633	38,498	"
id	id	sulf	18,352	15,648	38,544	"
id	id	sulf	18,341	15,634	38,495	"
id	id	sulf	18,351	15,645	38,554	"
id	id	gn	18,347	15,643	38,529	Cette étude
id	id	gn	18,336	15,641	38,529	"
id	id	gn	18,348	15,650	38,558	"
id	id	gn	18,372	15,674	38,611	"
id	id	gn	18,362	15,648	38,582	"
id	id	gn	18,349	15,642	38,548	"
Sidi Aneur	stratiforme MVT à Pb-Zn	sulf	18,328	15,626	38,469	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	id	sulf	18,334	15,626	38,486	"
id	id	sulf	18,335	15,635	38,496	"
Beddiane	rhyodacite porphyrique	RT	18,364	15,651	38,613	Bouabdellah <i>et al.</i> (2012)
id	rhyodacite porphyrique	RT	18,340	15,627	38,494	"
<i>Rif</i>						
Afra	filon épithermal Pb-Ag	gn	18,782	15,661	38,868	Lebret (2014)
id	id	gn	18,764	15,652	38,850	"
id	id	gn	18,787	15,659	38,872	"
Jbel Ouiksane	filon épithermal Pb-Ag	gn	18,779	15,669	38,958	Lebret (2014)
Mina Rosita	filon Pb-Ba	gn	18,779	15,655	38,870	Lebret (2014)

et échantillons et donc des corrections du fractionnement rigoureuses. Les analyses du standard USGS BCR-1 donnent : Pb = 13,56 ppm, U = 1,70 ppm, Th = 5,86 ppm, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,818$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,633$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,633$ (moyenne de deux enregistrements, voir [Tatsumoto et al., 1972](#)). Toutes les analyses ont été corrigées pour le fractionnement à l'aide du NIST SRM 981. Les rapports moyens mesurés pour le SRM 981 sur le spectromètre de masse Triton sont (moyenne de quinze enregistrements) : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,892 \pm 0,10$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,432 \pm 0,13$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,512 \pm 0,38$ (2 σ). La correction de fractionnement, basée sur les valeurs de [Todt et al. \(1984\)](#), est + 0,13 %/amu.

5 Résultats

Pour une meilleure lecture, les résultats sont présentés par grands domaines géotectoniques.

5.1 Gisements de l'Anti-Atlas

La chaîne de l'Anti-Atlas occupe une position particulière entre deux domaines structuraux majeurs : un domaine nord appartenant à la ceinture panafricaine mobile, et un domaine sud faisant partie de la ceinture éburnéenne du Craton Ouest-africain. Il est principalement composé de boutonnières protérozoïques affleurant des deux côtés de la faille centrale de l'Anti-Atlas et recouvertes par des formations néoprotérozoïques et paléozoïques. Tout le domaine de l'Anti-Atlas est affecté par la déformation hercynienne et l'orogénèse alpine.

Le Protérozoïque constitue le socle de l'Anti-Atlas. La plupart des unités appartiennent au Protérozoïque moyen (Birrimien ou Orosirien, autour de 2 Ga), alors que des plutons appartenant au Paléoprotérozoïque supérieur ont été reconnus dans la partie occidentale de l'Anti-Atlas ([Michard et al., 2011](#)). La série commence par les formations protérozoïques marquant la rupture du craton ouest africain vers 800 Ma. L'extension induit la formation d'un petit océan à Bou Azzer, avec arc insulaire et faciès turbiditiques. Un important plutonisme calco-alcalin se manifeste à partir de 615 Ma (groupe de Ouarzazate), suivi d'une transgression infracambrienne-cambrienne majeure ([Azizi-Samir et al., 2001](#)) marquée par des séries clastiques et des intrusions marines jusqu'au Protérozoïque inférieur ([Thomas et al., 2004](#)). L'exhumation des boutonnières anticlinales du Précambrien le long de l'axe de l'Anti-Atlas s'est produite à la faveur de l'érosion de leur couverture paléozoïque lors du Carbonifère supérieur-Permien, juste après l'orogénèse hercynienne qui a raccourci l'ensemble du domaine en une puissante ceinture intracratonique. Cet événement est marqué par de nombreux âges autour de 300 Ma ([Bonhomme et Hassendorfer, 1985](#) ; [Gasquet et al., 2004](#)).

L'Anti-Atlas abrite des gisements nombreux et variés : or (Tiouit), argent (Imiter, Zgounder), cuivre (Bou Skour et Bleida), cobalt et nickel (Bou Azzer), manganèse (Tiouine), et polymétalliques (Bou Madine). La plupart relèvent de l'orogénèse panafricaine (685–540 Ma) ou de la réactivation tardive, essentiellement hercynienne, du socle.

5.1.1 Imiter et Zgounder

Le gisement d'Imiter Ag-Hg (8,5 Mt à 700 g/tAg) figure parmi les plus importants du Maroc ([Cheilletz et al., 2002](#)) et dans les dix premiers gisements d'argent dans le monde. La minéralisation comprend des amalgames Ag-Hg, de l'argent natif, des sulfosels d'argent et divers sulfures d'As-Pb-Zn-Co-Ni. Le corps minéralisé est contrôlé structuralement par la faille normale d'Imiter. Plusieurs épisodes de minéralisation liés à différents événements tectoniques sont présents mais l'origine de cet énorme gisement est encore largement débattue ([Essaraj et al., 2016](#) ; [Levresse et al., 2016](#) ; [Tuduri et al., 2018](#)). La minéralisation en argent s'est formée vers 550 Ma lors d'un événement régional extensif ; elle est portée par une série de roches felsiques volcaniques ([Tuduri et al., 2006](#)). Imiter et Zgounder ont été interprétés comme des gisements épithermaux neutres ([Cheilletz et al., 2002](#) ; [Marcoux et Wadjinny, 2005](#)), datés à 564 ± 15 Ma (Zgounder) et 550 ± 3 Ma (Imiter, âge de la rhyolite associée de Takhatert ; [Cheilletz et al., 2002](#) ; [Pelleter et al., 2008](#) ; [Levresse et al., 2004](#)). Cependant, à Imiter, des minerais dans la partie supérieure de la série paléozoïque ont fourni une datation K/Ar sur adulaire de $254,7 \pm 3,2$ Ma, suggérant la mise en place tardive d'une partie de la minéralisation, ou du moins un reset thermique ([Soulaïmani et al., 2014](#)).

Dans le massif du Sirwa, le petit gisement Ag-Hg de Zgounder présente de grandes similitudes avec Imiter. Il est encaissé dans la série volcanosédimentaire protérozoïque de Ouarzazate et montre une minéralisation disséminée dominée par de l'argent natif mercurifère, avec peu de sulfosels d'argent, d'arsénopyrite et de sulfures de métaux de base. Les compositions isotopiques de la galène sont proches à $17,89$ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et $15,57$ ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), des valeurs qui donnent un âge modèle vers 510 Ma dans le modèle de [Stacey-Kramers \(1975\)](#), avec $\mu = 9,74$ ([Fig. 2](#)), ce qui correspond bien à l'âge protérozoïque tardif du gisement ([Marcoux et Wadjinny, 2005](#)). La position des compositions par rapport aux courbes de croissance du plomb montre que la source métallique se situe dans la croûte continentale, sans contribution visible du manteau ([Fig. 2](#)).

À Imiter, la galène est rare et ses compositions isotopiques assez dispersées. À l'exception de trois échantillons assez fortement radiogéniques ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,24, 18,46$ et $18,52$), les rapports s'évaluent de $17,99$ à $18,17$ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et de $15,532$ à $15,595$ ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), donnant des valeurs du rapport μ (10,12 à 10,23 avec 550 Ma) caractéristiques de la croûte continentale supérieure ([Fig. 2](#)). Ces rapports sont trop radiogéniques pour un gisement d'âge néoprotérozoïque et nous considérons qu'ils tracent une ligne de mélange entre une signature isotopique peu radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très probablement proche de Zgounder vers 17,90) et un plomb plus récent à l'origine des rapports plus radiogéniques mesurés, et vraisemblablement apporté par l'épisode hydrothermal permien daté vers 254,7 Ma ([Soulaïmani et al., 2014](#)).

5.1.2 Bou Azzer

La boutonnière de Bou Azzer-El Graara est un fragment d'une ceinture orogénique panafricaine située dans le socle du protérozoïque, recouvert de terrains discordants infracambriens à paléozoïques ([Azizi-Samir et al., 2001](#)). Il contient des

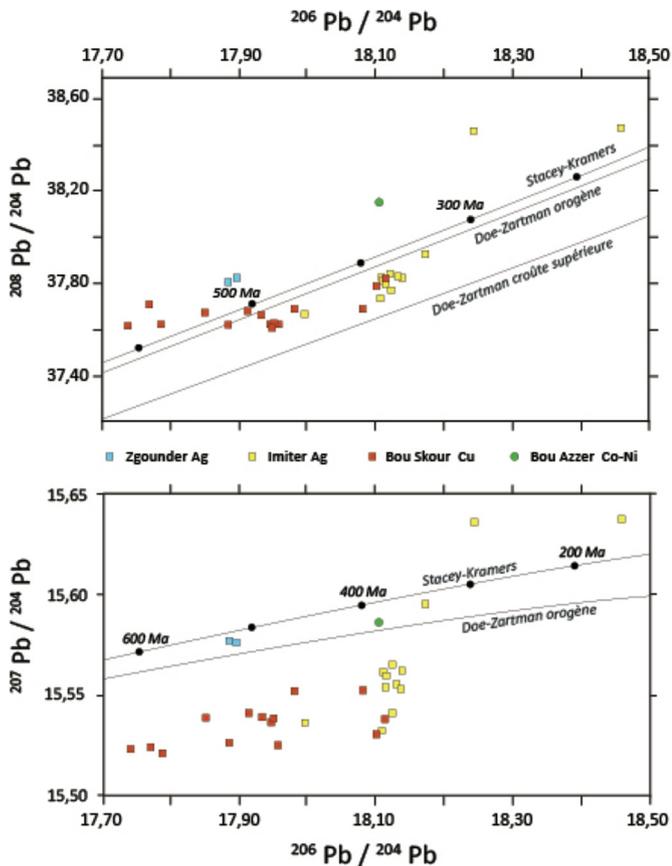


Fig. 2. Diagrammes isotopiques du plomb des gisements de l'Anti Atlas.

Fig. 2. Lead isotope diagrams for Anti Atlas ore deposits.

gisements de cobalt-arsenic de type filonien avec de l'or en sous-produit, des chromitites podiformes et le gisement de cuivre de Bleida.

Les minerais de Co-Ni-As-(Au) du district de Bou Azzer sont portés par des zones de cisaillement très pentées proches des serpentinites. Le district a produit environ 1600 t de cobalt en 2008 avec des sous-produits importants tels que le nickel, l'or et l'arsenic, tous extraits d'un minerai contenant principalement des arséniures et des sulfoarséniures de Co-Ni-Fe à des teneurs de 1 % Co, 1 % Ni et 3–4 g/t Au (Maacha, 2013 ; Bouabdellah *et al.*, 2016b). Sa genèse reste très discutée et différentes méthodes isotopiques ont été employées pour dater le gisement. Les carbonates et la brannérite ont donné des âges respectifs de 308 ± 31 Ma (Sm-Nd) et 310 ± 5 Ma (U-Pb), ce dernier étant considéré comme le meilleur et le plus précis des âges obtenus sur la minéralisation (Oberthür *et al.*, 2009). Il établit donc un âge hercynien tardif pour Bou Azzer, bien qu'un début de minéralisation plus précoce ne puisse être écarté, et que certains auteurs voient une histoire métallogénique qui se prolonge jusqu'au Trias (Bouabdellah *et al.*, 2016b).

La galène est très rare dans ce gisement et des tentatives d'analyse isotopique sur le minerai global ont donné des rapports radiogéniques élevés irréalistes en raison d'un excès de plomb radiogénique. Un seul échantillon assez riche en galène a donné une composition isotopique

réaliste à 18,104 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15,586 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et 38,153 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), en bon accord avec un âge hercynien, dont les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ semblent écarter une contribution mantellique (Fig. 2).

5.1.3 Bou Skour

Le gisement de cuivre de Bou Skour est situé dans la partie occidentale du massif du Sarho (Anti-Atlas oriental), à environ 60 km à l'est de Ouarzazate. La mine est encaissée dans les roches magmatiques du groupe de Ouarzazate datée entre 570 et 557 Ma et a exploité, entre 1942 et 1975, un filon de cuivre de 7 km de long, avec des ressources totales estimées à plus de 53 millions de tonnes à 0,8 % Cu (Bouabdellah *et al.*, 2016a).

Le secteur sud de la structure filonienne minéralisée est actuellement exploité par Managem qui a découvert une minéralisation disséminée à dominante de chalcopryrite, le « filon 2 », recoupée par des filonnets polymétalliques tardifs. Deux autres filons polymétalliques à plomb-zinc-cuivre, Agoulzi et Rhyolite, ont été exploités dans le passé. Une datation $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ sur la molybdénite du stade principal à sulfures a fourni un âge de $574,0 \pm 2,4$ Ma, quasi contemporain de l'âge de cristallisation du granite de Bou Skour (Bouabdellah *et al.*, 2016a).

Les analyses isotopiques du plomb ont été réalisées sur les principaux filons de cuivre, la chalcopryrite disséminée (« filon 2 ») ainsi que les filonnets polymétalliques tardifs (Fig. 2). Les compositions sont dispersées mais définissent trois champs distincts (Fig. 2) : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 17,73 à 17,80, de 17,85 à 17,98 et de 18,08 à 18,11, tous trois présents dans le filon Rhyolite. Ces compositions se situent nettement sous la courbe de Stacey-Kramers (1975) et la courbe orogène de Doe-Zartman (1979) dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indiquant une nette contribution mantellique. À notre avis, ces trois champs montrent la présence de deux plombs différents (Pb 1 avec $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,73$ à 17,80 et Pb 2 = 18,08 à 18,11), dont le mélange constituerait le champ intermédiaire ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,85$ à 17,98) et donc l'expression à Bou Skour d'au moins deux événements hydrothermaux, parfois superposés au sein d'un même filon (filon Rhyolite), comme cela est connu dans des filons de l'Hercynien (Marcoux et Moëlo, 1991).

5.1.4 Bou Madine

Le gisement polymétallique de Bou Madine (Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sn) est situé au Sud-Ouest de Jbel Ougnat. Il s'agit d'un gisement néoprotozoïque principalement associé à des dacites et rhyolites calco-alcalines de la formation de Tamerzaga-Timrachine (Abia *et al.*, 2003), datées à 552 ± 5 Ma (Levresse *et al.*, 2004). Cette unité est traversée par un essaim de dykes mafiques-felsiques et de dykes rhyolitiques. Bien qu'il présente de fortes similitudes avec un gisement épithermal neutre, la nature de ce gisement reste discutée (Bouabdellah et Levresse, 2016 ; Essaraj *et al.*, 2016). Les analyses isotopiques du plomb, un peu anciennes, sont très étalées (17,57 à 17,93 pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,43 à 15,79 pour $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et 37,25 à 38,10 pour $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; Duthou *et al.*, 1976) et indiquent clairement un fractionnement aléatoire qui pénalise surtout les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Malgré ce problème,

les autres rapports indiquent néanmoins des compositions néoproterozoïques nettes (Fig. 2).

5.2 Gisements de la Meseta

Le domaine mésétien est principalement composé d'un socle hercynien, recouvert d'une couverture carbonatée mésozoïque et cénozoïque. Le socle hercynien, formant de vastes massifs près de Marrakech (Jebilet et Guemassa) et au Sud de Meknès (Maroc central), est composé essentiellement de roches métasédimentaires et métavolcaniques d'âge cambrien à carbonifère avec des reliques de roches proterozoïques (Pereira *et al.*, 2015). Le tout est recoupé par des plutons granitiques.

Le domaine de la Meseta contient des gisements métalliques d'âge, d'importances et de types variés, depuis le modeste SEDEX cambrien de Bouznika, près de Casablanca, aux grands gisements d'amas sulfurés de type VMS des Jebilet (Draa Sfar, Kettara, Koudiat Aicha) et Guemassa (Hajar) près de Marrakech. Des filons plus tardifs sont également exploités, notamment des filons de plomb-argent-zinc au Maroc central, à Jbel Aouam (ou Tighza), un district qui semble également posséder un potentiel aurifère important. Un puissant filon de fluorite est également exploité à El Hammam, près de filons et tourmalinites à étain (Achmach) récemment évalués (El Mahjoub *et al.*, 2015). D'autres petits filons de plomb argentifère et fluorite ont été anciennement exploités (Jebel Zrahina). À Assif El Mal, des filons à zinc-plomb-(cuivre-argent) forment un système subvertical probablement mis en place lors de l'ouverture jurassique de l'océan Atlantique central (Bouabdellah *et al.*, 2009).

5.2.1 Bouznika

Situé dans la Meseta hercynienne, le petit gîte SEDEX à Pb-Zn-Cu-Ba de Bouznika est associé au complexe volcanique bimodal du Cambrien inférieur à moyen d'Oued Rhebar. La barytine forme des stockwerks et des lentilles stratiformes dans les tufs felsiques et les épicastites. Les compositions isotopiques du plomb des deux galènes sont identiques ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,885$ et $17,875$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,566$ et $15,566$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,640$ et $37,615$; Jébrak *et al.*, 2011; Fig. 3). Ces compositions se positionnent sur la courbe orogène de Doe-Zartman (1979) et légèrement en dessous de celle de Stacey-Kramers (1975), suggérant que le plomb a été extrait d'un environnement géodynamique associant fortement croûte et manteau, ce qui exclut toute extraction de plomb d'un grand bassin sédimentaire. Les âges modèles calculés à l'aide du modèle de Stacey-Kramers (1975) vont de 520 à 540 Ma (avec $\mu=9,74$) et s'accordent très bien avec l'âge Cambrien inférieur à moyen des roches encaissantes. Ces résultats, alliés à la composition isotopique du soufre des sulfures ($\delta^{34}\text{S}=+31,1$ à $+32,4$ ‰), renforcent l'hypothèse d'une genèse syngénétique cambrienne du gisement de Bouznika, lorsque des fluides hydrothermaux enrichis en baryum, probablement d'origine volcanique, se mélangent au soufre de l'eau de mer (Jébrak *et al.*, 2011).

Les gisements stratiformes cambriens d'Europe occidentale encaissés dans les calcaires du Cambrien inférieur de Sardaigne en Italie (Boni et Koepfel, 1985), des Asturies en

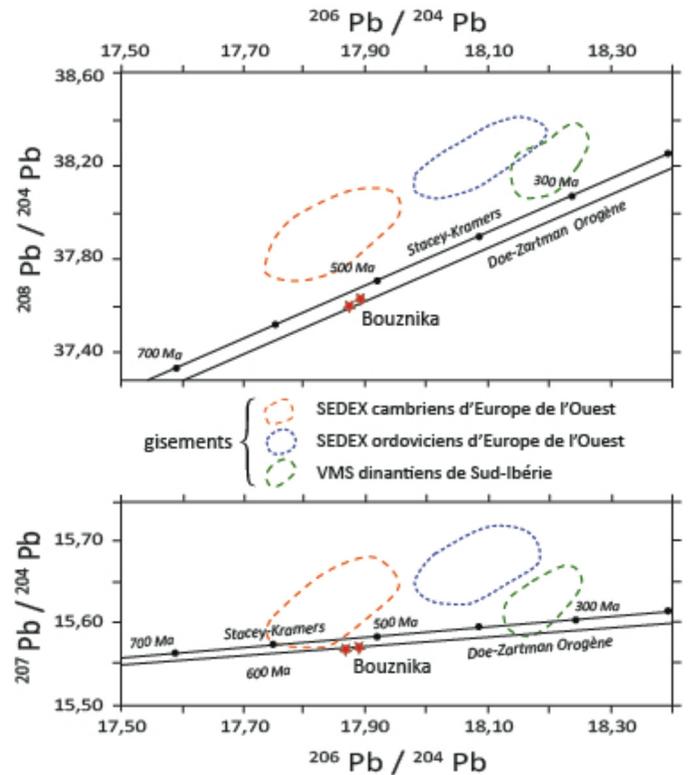


Fig. 3. Composition isotopique du plomb de Bouznika et comparaison avec d'autres gisements paléozoïques des aires hercyniennes occidentales.

Fig. 3. Lead isotope composition of Bouznika, compared to other paleozoic deposits in Western Hercynian areas.

Espagne (Tornos *et al.*, 1996) et de Montagne Noire en France (Brévert *et al.*, 1982), révèlent des compositions isotopiques proches, bien que Bouznika soit légèrement moins radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, traduisant vraisemblablement un âge légèrement plus ancien (Fig. 3).

5.2.2 Amas sulfurés polymétalliques des Jebilet et Guemassa

Les amas sulfurés polymétalliques à Cu-Zn-Pb de type VMS de la région de Marrakech appartiennent à deux districts : les Jebilet avec l'ancien gisement de Kettara, les gisements exploités de Draa Sfar et Koudiat Aicha et les amas de Lachach, Ben Slimane et Bouhane au nord de Marrakech, et les Guemassa au sud avec la mine de Hajar et les gîtes de Frizem, Ghoula et Taouillil reconnus par sondages (Fig. 4). Les deux districts sont encaissés dans une série volcanosédimentaire paléozoïque, les gisements étant tous liés à un épisode rhyolitique viséen daté de 331 ± 1 Ma (Marcoux *et al.*, 2008).

Dans le gisement de Draa Sfar, les compositions isotopiques du plomb ont enregistré les empreintes de deux fluides hydrothermaux différents. Le premier fluide apporte un plomb peu radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,28$ à $18,30$) et forme les lentilles zincifères de Tazakourt et de Sidi M'Barek. Le second fluide a apporté un plomb radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,90$) pour former la lentille cuprifère inférieure à Sidi M'Barek ainsi que son *gossan* de surface ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,84$),

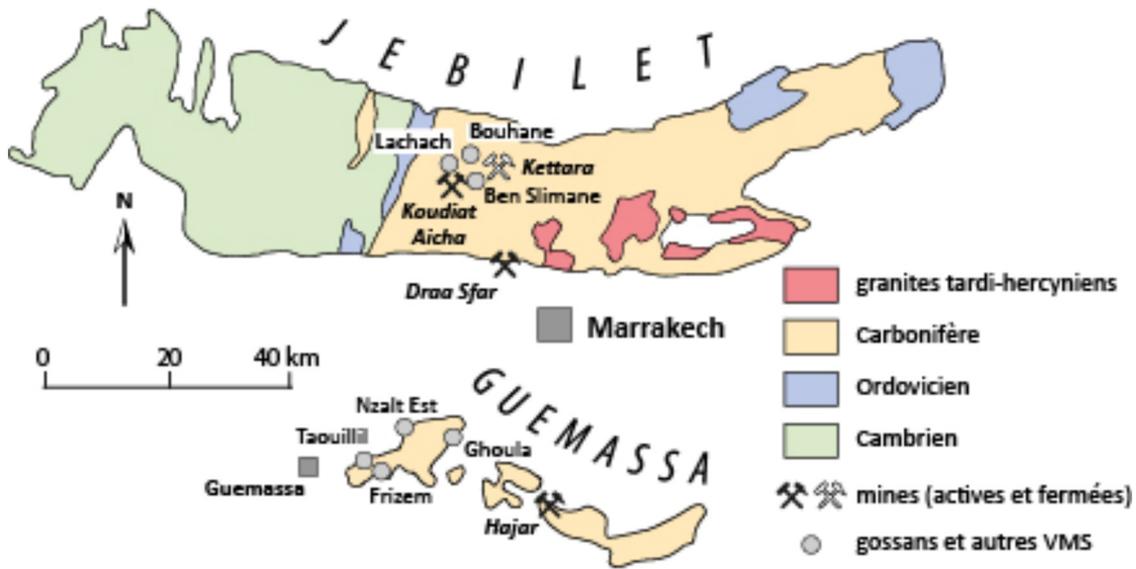


Fig. 4. Géologie simplifiée du district des Jebilet-Guemassa.

Fig. 4. Simplified geology of the Jebilet-Guemassa area.

mais s'est mélangé avec la lentille supérieure zincifère de Sidi M'Barek donnant des compositions isotopiques du plomb intermédiaires ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,58$ à $18,84$). Un enrichissement *in situ* est exclu, car les mesures de U et de Pb ont toujours montré un rapport μ faible ou très faible. Les compositions du gisement de Draa Sfar dessinent ainsi une droite de mélange entre les deux compositions isotopiques extrêmes. Tous les autres amas du district des Jebilet (Koudiat Aicha, Kettara, Lachach, Ben Slimane, Bouhane) ne livrent que la signature peu radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,28$ à $18,30$). Les compositions des *gossans* sont très proches de celle des sulfures massifs qu'ils surmontent à Lachach et Bouhane, ou avec un léger enrichissement radiogénique (Kettara), probablement dû à une contamination superficielle. Une légère contamination par le second fluide plus radiogénique peut aussi être proposée à Bouhane, mais d'autres données complémentaires sont nécessaires pour étayer cette hypothèse.

Les compositions isotopiques du plomb du district des Jebilet sont compatibles avec une source des métaux dans la croûte continentale sans contribution perceptible du manteau (Fig. 5).

Le district à amas sulfurés polymétalliques voisin des Guemassa est surtout représenté par le gisement d'Hajar et par le gîte de Frizem recoupé par sondage. Ils possèdent des compositions isotopiques légèrement mais significativement moins radiogéniques que celles de Draa Sfar ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,17$). La composition est, constante à l'échelle du gisement de Hajar et proche de celle des amas sulfurés de la ceinture pyriteuse sud-ibérique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moyen = $18,18$; Marcoux, 1998). Les autres indices du district des Guemassa (Ghoula, Taouillil, Nzalt Est) sont des *gossans*, dont la composition est très proche de celles des sulfures massifs, parfois légèrement enrichis en plomb superficiel radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,19$ à $18,24$), de la même manière que certains *gossans* de Frizem (Fig. 5). Il

est donc très probable que ces *gossans* surmontent des gîtes de sulfures massifs de type Hajar.

Si l'on exclut le minerai cuprifère de Sidi M'Barek à Draa Sfar, qui relève probablement d'un épisode plus tardif, la différence isotopique entre les districts des Guemassa et des Jebilet peut refléter de légères variations dans la source des métaux, plutôt que des différences d'âges, aucun élément ne permettant de défendre l'existence de plusieurs événements rhyolitiques minéralisateurs. En dépit de caractéristiques minéralogiques, pétrologiques et chronologiques très semblables, les minerais sulfurés riches en pyrrhotite des districts de Guemassa et de Jebilet diffèreraient légèrement dans leurs sources du plomb (et probablement aussi des métaux associés : zinc, cuivre et argent).

5.2.3 District polymétallique de Tighza-Jebel Aouam

Dans cette région, la série paléozoïque est principalement composée d'unités de l'Ordovicien supérieur (schistes micacés, avec grès passant à des quartzites), de séquences du Silurien (métapélites et calcaires) et d'une puissante sédimentation calcaire du Dévonien inférieur et moyen, recouvertes par des grès, conglomérats et grauwackes tournaisiens, puis des calcaires et marnes bioclastiques du Viséen moyen. Un épais dépôt de flysch d'âge viséen signe la fin de la sédimentation avant la mise en place de granites d'âge permien bien établi (Marcoux *et al.*, 2015).

Ce district est connu depuis longtemps pour ses gisements majeurs de Pb-Ag-Zn et de Sb-Ba : des grands filons de Pb-Ag-(Zn) (Signal, Ighem Ousser, Sidi Ahmed...) contiennent collectivement plus de 11 Mt de minerai, soit environ 1 Mt de Pb et plus de 1000 t d'Ag (Wadjimny, 1998). Récemment découverte dans le district, la minéralisation aurifère est principalement portée par de puissants (jusqu'à 2,5 m) filons de quartz à or-tungstène périgranitiques, distribués autour du granite de la Mine (Fig. 6) et datés entre $291,8 \pm 0,3$ Ma et 286 ± 1 Ma (Marcoux *et al.*, 2015). De fortes teneurs en or

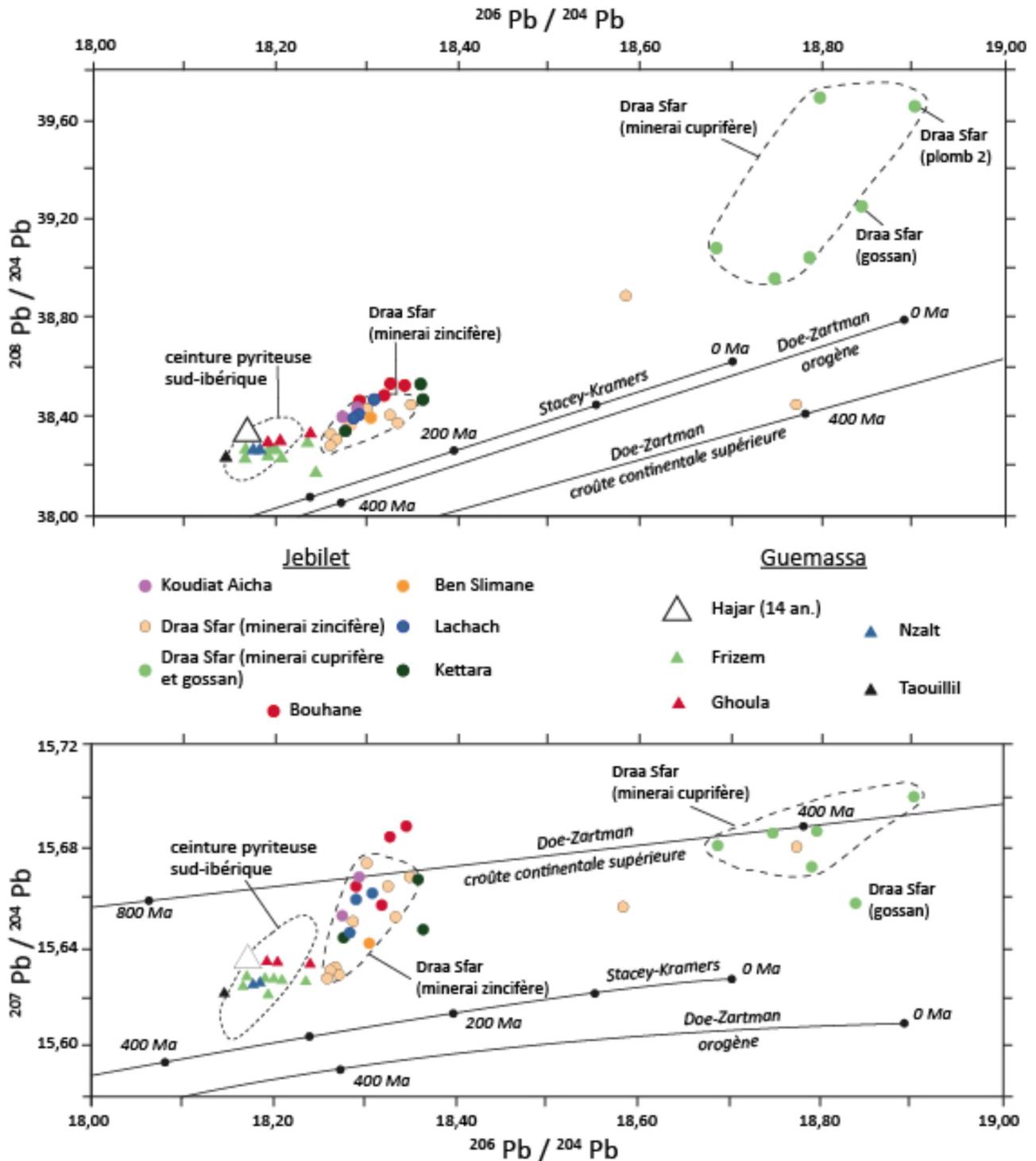


Fig. 5. Composition isotopique du plomb des gisements de type VMS des Jebilet et Guemassa. Comparaison avec la signature isotopique du plomb des amas sulfurés de la ceinture pyriteuse sud-ibérique.

Fig. 5. Lead isotope compositions of Jebilet and Guemassa VMS-type ore deposits. Comparison with lead isotope signature of the massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite belt.

associées à des sulfures As-Fe disséminés ont également été mesurées dans des skarns hydrothermaux rubanés près des deux autres petites intrusions granitiques du Kaolin et du Mispickel. Trente-deux échantillons de sulfures issus des différentes structures minéralisées, principalement de la galène, et deux

feldspaths potassiques des granites de la Mine et du Mispickel ont été analysés (Marcoux *et al.*, 2015). Ces analyses isotopiques du plomb ont été complétées par d'autres réalisées sur la galène du filon Pb-Ag-Zn du Signal (Watanabe, 2002). Les rapports isotopiques sont très dispersés ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,25$ à $18,90$), ce

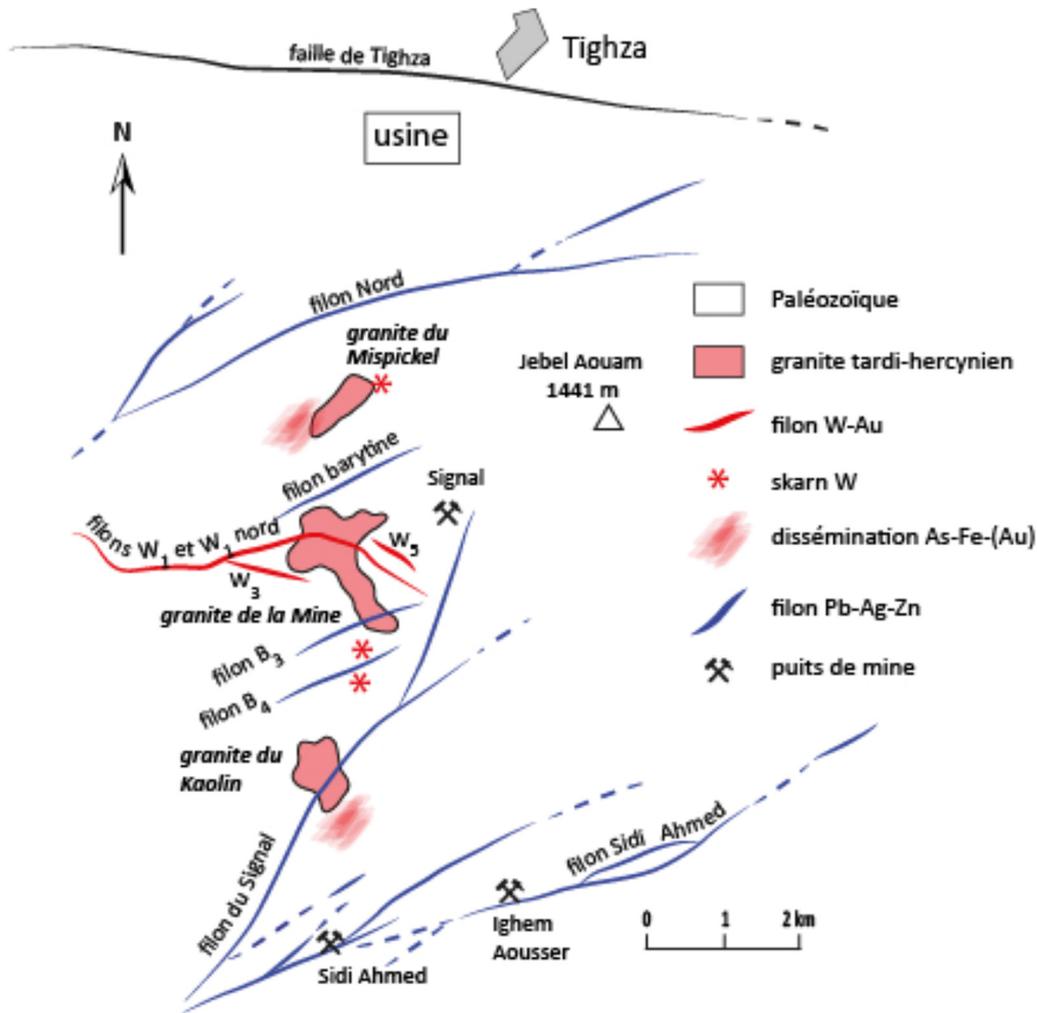


Fig. 6. Géologie du district de Tighza-Jbel Aouam (d'après Marcoux *et al.*, 2015).

Fig. 6. Geology of Tighza-Jbel Aouam district (after Marcoux *et al.*, 2015).

qui suggère les participations de plusieurs sources de plomb en lien avec plusieurs épisodes minéralisés successifs (Fig. 7).

Les galènes des filons de quartz à W-Au et de leurs racines riches en pyrrhotite-sphalérite ont des compositions assez dispersées ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,26 à 18,42), indépendantes de leur localisation, qui définissent un champ assez large. Les compositions isotopiques des disséminations As-Fe-(Au) appartiennent à ce même champ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,299 à 18,343), ce qui renforce leur parenté avec les filons de quartz W-Au (Marcoux *et al.*, 2015). Les compositions isotopiques des sulfures du skarn à tungstène associé aux granites de la Mine et du Mispickel montrent des rapports plus radiogéniques et dispersés ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18,266 à 18,870), rappelant les sulfures associés aux schistes noirs ou aux calcaires (Fig. 7). Les compositions des orthoses granitiques sont proches de 18,30 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), ce qui est identique aux valeurs des granites hercyniens (Marcoux, 1987) mais qui exclut ces granites en tant que source majeure de la minéralisation W-Au.

Les compositions isotopiques de plomb des principaux filons de Pb-Ag-Zn dessinent un champ relativement étroit ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18,265 ± 0,035) qui englobe les rapports les moins radiogéniques de la minéralisation W-Au (Fig. 7). Les

nouvelles analyses effectuées pour cette étude sont identiques ($\pm 3\sigma$) à celles publiées par Watanabe (2002) et l'ensemble des résultats dessine une courte ligne de fractionnement, les filons Pb-Ag-Zn de Sidi Ahmed formant le pôle le moins radiogénique à 18,25 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et 15,68 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Bien que ces filons soient les plus jeunes du district (254 ± 16 Ma, Rossi *et al.*, 2017), ils possèdent les compositions les moins radiogéniques. Dans l'ensemble, les compositions isotopiques du plomb du district de Tighza possèdent des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, indiquant une source dans la croûte continentale supérieure (Stacey et Kramers, 1975; Doe et Zartman, 1979).

Les résultats isotopiques (Pb, Sr, Nd) dans leur ensemble indiquent que les métaux ont été extraits de diverses sources, incluant les granites locaux et les roches paléozoïques environnantes (Marcoux *et al.*, 2015). Bien que les granites ne semblent avoir joué qu'un rôle de source de plomb très mineur, ils ont constitué probablement une source majeure de W, Mo, Te, Au et Sn, illustrant un découplage dans la source des métaux. Que la contribution du socle à l'événement tungstène-or ait été le résultat d'une remobilisation par genèse de magma ou de fluides crustaux reste incertain. Cependant,

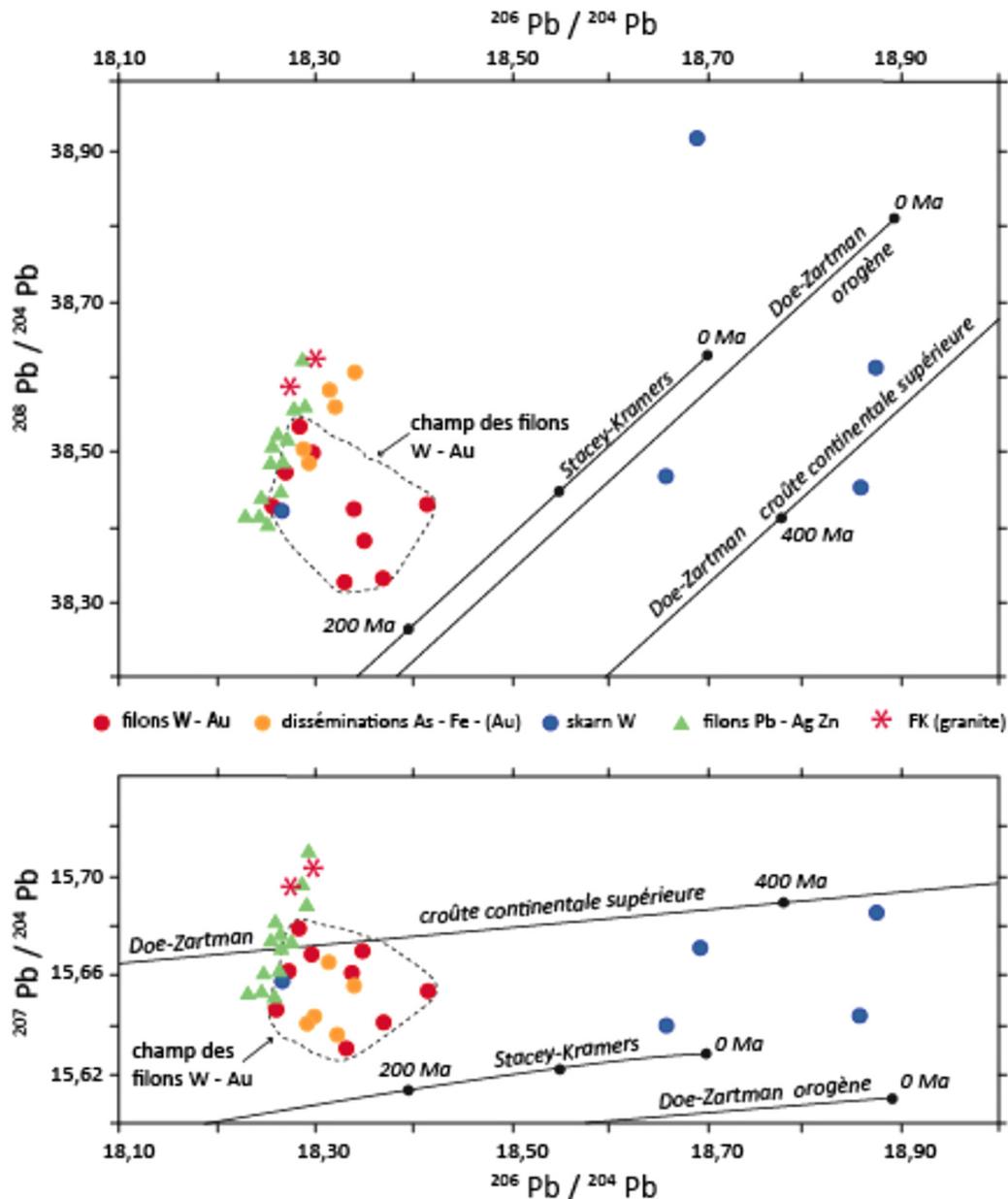


Fig. 7. Composition isotopique du plomb du district polymétallique de Tighza. Le champ en pointillés est celui des filons à tungstène-or.
Fig. 7. Lead isotope composition of the Tighza polymetallic district. The dashed field is that of the tungsten-gold veins.

la mise en place du pluton sous-jacent pourrait avoir été déclenchée par des cellules de convection mettant en mouvement un flux de fluide crustal (Eldursi *et al.*, 2009).

5.2.4 District à fluorite et plomb d'El Hammam

Le gisement de fluorite d'El Hammam est situé dans la partie nord-est du massif hercynien du Maroc central (Fig. 8). La géologie de la région est dominée par les schistes et les calcaires siluriens à carbonifères, plissés au cours du Carbonifère supérieur. La minéralisation en fluorite se compose d'un ensemble de filons puissants de fluorite-calcite exploités par SAMINE depuis les années 1960 et produisant environ 100 kt/an de concentrés à 98 % de fluorite. Le gisement a longtemps été attribué à un événement hydrothermal lié à des

granites tardi-hercyniens, mais a récemment été daté par K/Ar à 205 ± 1 Ma, ce qui le relie au développement des bassins contemporains du Trias et du Jurassique lors de l'ouverture de l'Atlantique (Cheilletz *et al.*, 2010 ; Bouabdellah *et al.*, 2016c). Pour d'autres, cette datation apparaît comme une réinitialisation du système lors du soulèvement de la Meseta (Ghorbal *et al.*, 2008 ; Barbero *et al.*, 2011). Les données isotopiques du plomb sont très groupées autour de $18,35 \pm 0,02$ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), un rapport également mesuré sur des *gossans* locaux (Fig. 9). Tous les autres petits gisements voisins possèdent une composition isotopique similaire, légèrement moins radiogénique qu'à El Hammam ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,28$), quelle que soit leur nature : filon de fluorite (Jebel Zrahina), filon de Pb (Moulay Bou Azza) ou *gossan* sur filon de plomb-barytine (Jebel Hadid). Seul le filon à Pb-Sb de Bou Majoun a une composition

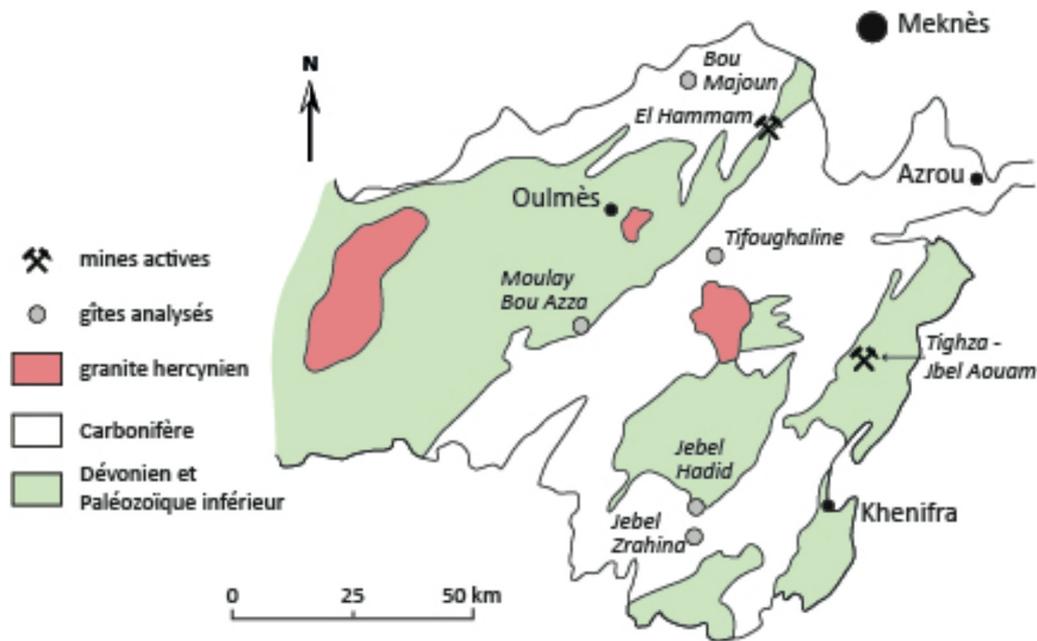


Fig. 8. Géologie simplifiée du district d'El Hammam.

Fig. 8. Simplified geology of El Hammam district.

moins radiogénique. Une fois de plus, les *gossans* possèdent fréquemment une composition légèrement plus radiogénique que leur minerai-source. En l'absence de données isotopiques sur les roches, il n'est pas possible d'identifier les roches-sources potentielles.

5.3 Gisements du Haut-Atlas

Le domaine du Haut Atlas est un socle néoproterozoïque, vestige du domaine de l'Anti-Atlas, recoupé par des intrusions de granodiorites du Néoproterozoïque final, recouvert de terrains paléozoïques puis d'une couverture sédimentaire au Mésozoïque-Cénozoïque. Le Haut-Atlas a été fortement déformé depuis l'orogénèse panafricaine jusqu'au Tertiaire, élevant les terrains protérozoïques et hercyniens à plus de 4000 m.

5.3.1 Skarn d'Azegour

Azegour est un skarn à Mo-W-Cu développé dans les carbonates du Cambrien au contact d'un granite hercynien tardif daté par Rb/Sr à 271 ± 3 Ma. Il fut exploité pour le molybdène et le tungstène de 1932 à 1959 (Berrada *et al.*, 2015) et a été daté récemment par Re/Os à $276,0 \pm 1,2$ Ma (Marcoux *et al.*, 2019). Les compositions isotopiques initiales du plomb dans la chalcopryrite et la pyrrhotite vont de 18,08 à 18,30 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; Fig. 9), plus précisément de 18,13 à 18,23 dans la chalcopryrite et 18,08 à 18,30 dans la pyrrhotite (Marcoux *et al.*, 2019). Ces résultats suggèrent que le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ initial du skarn était probablement proche de 18,08–18,15. Les feldspaths du granite d'Azegour révélant un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,26, le granite ne constitue pas la source principale au moins du plomb (et du soufre) dans le skarn. Des valeurs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aussi basses ($< 15,58$), très rares dans les minéralisations tardi-hercyniennes de l'Europe

de l'ouest, et uniques dans les événements tardi-hercyniens du Maroc, indiquent la participation notable d'une source mantellique, non identifiée à l'heure actuelle.

5.3.2 Gisement d'Assif el Mal

Le district à Zn-Pb-(Cu-Ag) d'Assif El Mal, situé au sud d'Azegour et à proximité de l'ancienne mine d'Erdouz sur le flanc nord du Haut Atlas de Marrakech, est encaissé dans une séquence métavolcanoclastique et métasédimentaire cambro-ordovicienne composée de métagrauwackes, métapélites et schistes interstratifiés avec de rares métatufs, et recoupée par des granitoïdes peralumineux tardi- à post-Hercynien. Les roches paléo-néoproterozoïques sont cachées dans le district d'Assif El Mal, mais affleurent dans le sud-est environnant sous forme de petites boutonnières (Bouabdellah *et al.*, 2009). Les compositions isotopiques du plomb sont assez homogènes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,13$ à $18,20$) et se situent entre les courbes orogène et croûte continentale supérieure de Doe-Zartman (1982) (Fig. 9). Cette composition est compatible avec une source dans la croûte supérieure, les fluides hydrothermaux lessivant les métaux de la séquence métavolcanoclastique et métasédimentaire cambro-ordovicienne immédiate et/ou du socle paléo-néoproterozoïque sous-jacent. Il n'y a pas de participation mantellique comme dans le gisement voisin d'Azegour.

5.3.3 District de Bou Dahar

Le district de Bou Dahar, dans le Haut-Atlas oriental, regroupe plusieurs gisements de Pb-Zn-Ba portés par des carbonates du Lias inférieur à moyen, principalement stratifiés, mais associés localement à des gisements de type filonien (Rddad et Bouhlel, 2016). Les compositions isotopiques du plomb varient de 18,12 à 18,18 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), avec un rapport

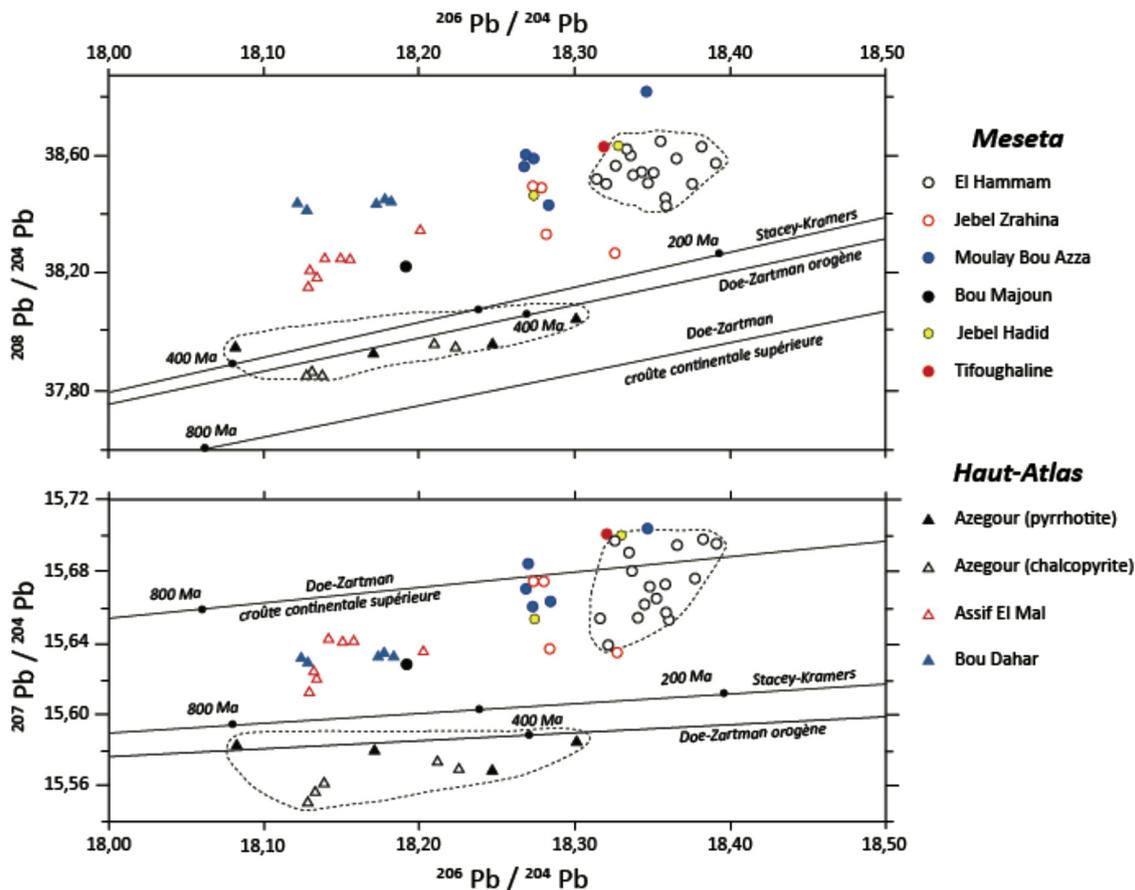


Fig. 9. Composition isotopique du plomb dans le district d’El Hammam (Maroc central), et des gisements d’Azegour, Bou Dahar et Assif el Mal (Haut Atlas). Les champs en pointillés délimitent les compositions des gisements d’Azegour (triangles) et d’El Hammam (cercles).

Fig. 9. Lead isotope composition of El Hammam district (Central Morocco), and of the Azegour, Bou Dahar and Assif el Mal ore deposits (High Atlas). The dashed fields delimit the compositions of Azegour (triangles) and El Hammam (circles) ore deposits.

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15,63, indiquant une source et une évolution dans une croûte supérieure continentale (Fig. 9). En l’absence de données isotopiques sur les roches, il est difficile de préciser si cette source est identique à celle proposée à Assif El Mal, à savoir la séquence cambro-ordovicienne, ou si les carbonates du Lias ont participé à ce rôle.

5.4 Gisements du Moyen Atlas et de la Meseta d’Oran

Cette partie orientale du Maroc est composée d’épaisses formations carbonatées mésozoïques et cénozoïques, divisées en deux zones structurales : une zone plissée impliquée dans la tectonique précoce des Alpes (le Moyen Atlas et une partie méridionale et centrale du Haut Atlas), et une zone tabulaire dans la partie orientale (le « Pays des horsts » et des hauts plateaux).

5.4.1 Haute Moulouya : gisements d’Aouli–Mibladen–Zeïda

La région de la Haute-Moulouya possède trois types principaux de minerais plombifères : (1) des gisements filoniens de type Aouli situés dans le socle hercynien, (2) une minéralisation encaissée dans des grès du Trias à Zeïda, et

(3) une minéralisation karstique et carbonatée du type *Mississippi Valley* à Mibladen, dans la couverture mésozoïque.

La galène de ces gisements définit un champ isotopique restreint allant de 18,11 à 18,27 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), de 15,60 à 15,64 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et de 38,24 à 38,58 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (Jébrak *et al.*, 1998 ; Fig. 10). Deux groupes peuvent être distingués sur un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: (1) Les filons d’Aouli et les arkoses minéralisées de Zeïda montrent des valeurs de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ groupées entre 18,11 et 18,25 ; et (2) le gisement de Mibladen des valeurs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ légèrement supérieures ($> 18,26$). Sur un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les résultats se positionnent un peu au-dessus de la courbe de référence de Stacey–Kramers (1975), ce qui implique une évolution isotopique dans une croûte continentale relativement standard telle que définie par ces auteurs.

Les compositions des feldspaths potassiques sont nettement moins radiogéniques que celles des galènes, allant de 17,94 à 18,08 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), de 15,51 à 15,585 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et de 37,78 à 38,15 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Néanmoins, si on considère la composition globale du granite d’Aouli vers 230–180 Ma, il pourrait constituer la principale source de plomb du district de la Haute-Moulouya comme suggéré par certains auteurs (Emberger, 1965 ; Schmitt 1976) à la condition que les gisements se soient formés avant 180 Ma (Fig. 10). Une source

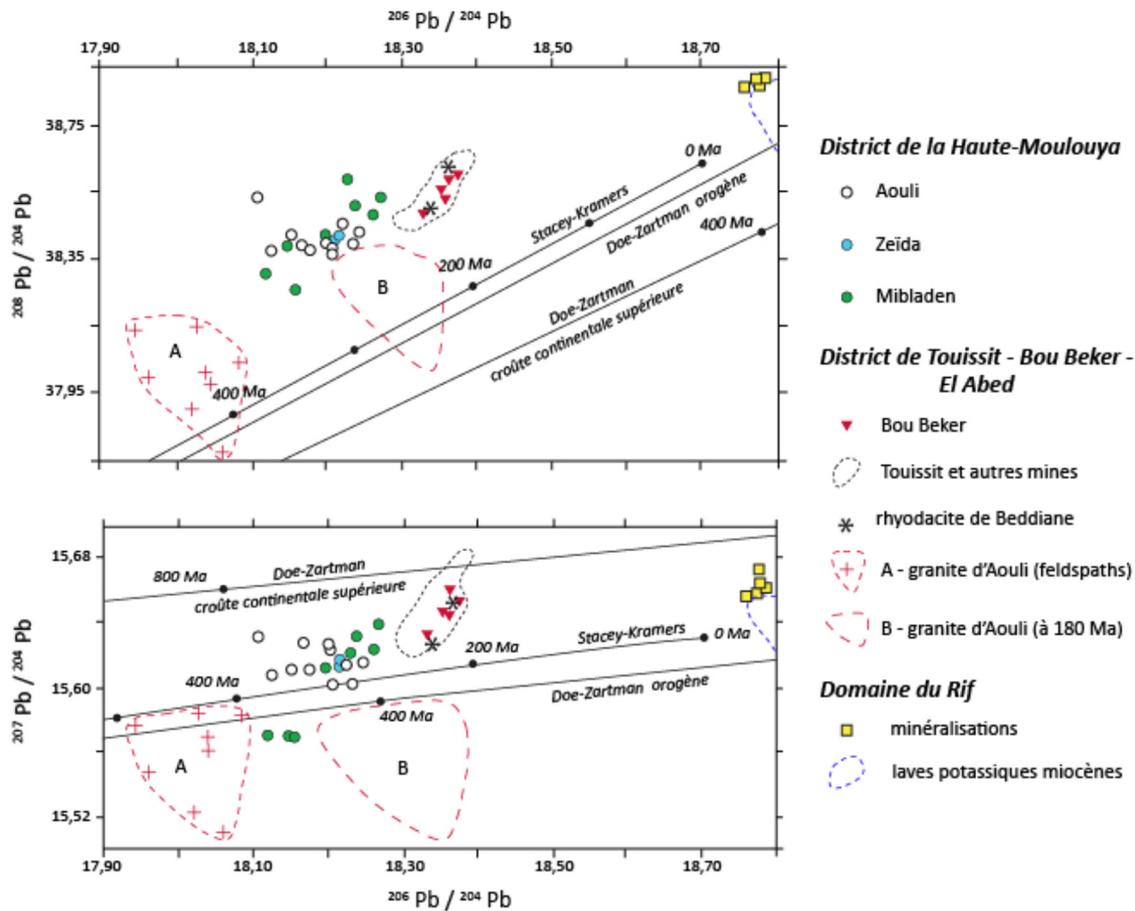


Fig. 10. Diagramme Pb-Pb des différents types de gisements et des feldspaths potassiques des districts d’Aouli (district de la Haute-Moulouya), de Touissit–Bou Beker–El Abed, et du Rif. Les champs A et B sont des champs de composition du granite d’Aouli à 230 et 180 Ma respectivement, avec $\mu = 9,74$. Le champ des laves potassiques miocènes est d’après [Duggen et al. \(2005\)](#).

Fig. 10. Pb-Pb diagram for the different types of ore deposits and K-feldspars of the Aouli (High-Moulouya), Touissit–Bou Beker–El Abed, and Rif districts. Fields A and B are compositional fields of Aouli granite at 230 and 180 Ma respectively, using $\mu = 9.74$. Miocene potassic lava field is from [Duggen et al. \(2005\)](#).

complémentaire de plomb, à rechercher dans les roches hautement radiogéniques de la croûte précambrienne, reste cependant nécessaire pour expliquer les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ces roches sont bien connues plus au sud dans le domaine saharien et peuvent constituer une grande partie du socle continental sous-jacent dans cette zone, comme l’indiquent les données géologiques et sismiques ([Makris et al., 1985](#) ; [Jacobschagen et al., 1988](#)).

Cette interprétation est conforme aux données de terrain qui suggèrent également deux événements métallogéniques à cette époque dans le district de Haute Moulouya : un précoce du Trias supérieur au Jurassique inférieur dans le district d’Aouli et probablement de Zeïda, associé à l’ouverture du bassin de l’Atlas, et un second plus tardif, probablement du Jurassique moyen à supérieur, pour le gisement de type *Mississippi Valley* de Mibladen. Globalement, les similitudes entre les isotopes de plomb d’Aouli–Zeïda et de Mibladen suggèrent que ce dernier gisement pourrait résulter pour l’essentiel d’une remobilisation de minéralisation similaire à celle d’Aouli–Zeïda.

5.4.2 District de Touissit–Bou Beker–El Abed

Les gisements Pb-Zn de type *Mississippi Valley* de ce district sont encaissés dans une épaisse séquence de roches dolomitisées par hydrothermalisme vers 170 Ma, à l’Aalénien-Bajocien, appartenant à la plateforme carbonatée jurassique de la « Chaîne des Monts », une ceinture atlasique du nord-est du Maroc et du nord-ouest de l’Algérie ([Bouabdellah et al., 2012](#)). Les sulfures sont principalement de la galène et de la sphalérite, encaissés par cinq types de dolomies. C’est un district majeur du type *Mississippi Valley* (MVT) avec plus de 70 Mt (production + réserves) à une teneur moyenne de 4 % Pb, 3,5 % Zn et 120 g/t d’Ag, qui comprend de grands gisements (aujourd’hui épuisés) comme Touissit, Mekta, Bou Beker, Beddiane et Sidi Ameur au Maroc, et El Abed en Algérie.

Les compositions isotopiques du plomb des galènes sont regroupées et très homogènes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,319$ à $18,390$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,620$ à $15,680$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,452$ à $38,650$), quel que soit le type de dolomie encaissante ([Bouabdellah](#)

et al., 2012; Fig. 10). Elles définissent un « trend » linéaire attribué par les auteurs à un biais de fractionnement analytique. Les compositions s'accordent avec l'hypothèse que le plomb provient principalement de la rhyodacite viséenne et des roches volcaniques associées. Une contribution du conglomérat basal du Jurassique inférieur et du grès contenant des fragments de rhyodacite ou de feldspath potassique n'est pas exclue.

Le lien entre les failles majeures et la minéralisation suggère que les saumures minéralisées ont emprunté des failles régionales ENE et des failles locales NO-SE, et des auteurs envisagent une mise en place des minéralisations très récente, à la fin du Néogène-Quaternaire, en réponse à la collision entre les plaques africaine et eurasienne (Bouabdellah et al., 2012).

5.5 Gîtes du Rif

Le Rif est constitué d'une zone interne, liée à la plaque d'Alboran et composée des principales unités sédimentaires et magmatiques du Mésozoïque, d'une zone de flysch, et d'une zone externe à puissantes unités mésozoïques et cénozoïques (Michard et al., 2011). Parallèlement au magmatisme néogène, de nombreux petits gisements polymétalliques (Pb-Zn-Hg-Cu-Ag-Au) sont disséminés depuis la mer d'Alboran jusqu'au nord de la Tunisie. Des études isotopiques ont été réalisées sur ceux de la péninsule de Melilla-Nador (filons épithermaux Pb-Ag d'Alfra et de Jbel Ouiksane), encaissés dans des schistes crétacés, et du filon Pb-Ba de Mina Rosita, dans une boutonnière paléozoïque proche du Cap des Trois Fourches (Lebret, 2014).

Les compositions isotopiques des galènes sont radiogéniques et très homogènes malgré la diversité des roches hôtes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,77 \pm 0,01$), une homogénéité qui suggère un événement hydrothermal unique ayant sollicité une même source (Fig. 10). Les résultats suggèrent aussi un lien génétique avec le magmatisme potassique du Miocène supérieur (7,58 à 4,8 Ma) du stratovolcan voisin, le Gourougou, particulièrement avec la diorite de Ouiksane (Duggen et al., 2005).

6 Discussion

L'ensemble des données précédentes montre une grande variabilité des signatures isotopiques du plomb à l'échelle du district comme à l'échelle globale des gisements miniers marocains (Fig. 11). La composition la moins radiogénique a été mesurée dans le dépôt de Bou Skour dans l'Anti-Atlas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,738$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,523$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,616$ et les plus radiogéniques dans l'amas sulfuré polymétallique de Draa Sfar ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,905$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,701$), en tenant compte du fait que plusieurs échantillons présentant un enrichissement radiogénique *in situ* évident ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19$) ont été écartés. D'un point de vue global, on peut distinguer trois générations de plomb incorporées successivement dans le socle géologique marocain par le magmatisme et/ou l'hydrothermalisme associé (Fig. 11). Ces trois générations sont caractérisées par leurs rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17,74–17,90 pour le plomb « panafricain », 18,10–18,40 pour le plomb « hercynien », et 18,75–18,90 pour le plomb « alpin ». Bien

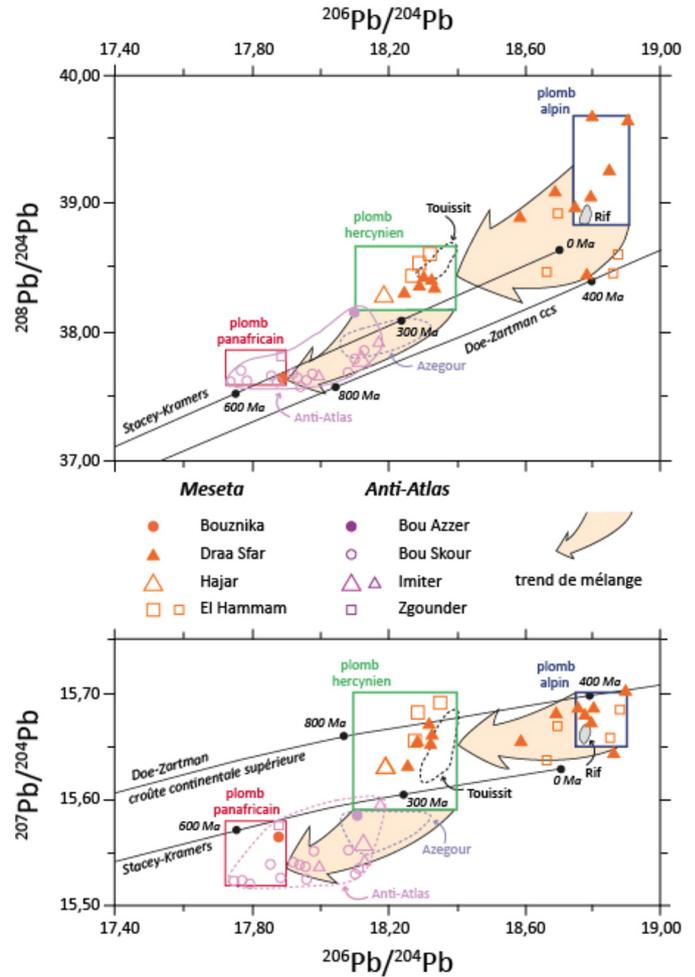


Fig. 11. Diagrammes Pb/Pb montrant les compositions isotopiques des trois générations de plomb relevées au Maroc et les trends de mélange avec les principaux gisements et districts miniers. Les symboles de grande taille regroupent plusieurs analyses.

Fig. 11. Pb/Pb diagrams showing the lead isotope compositions of the three lead generations found in Morocco with mixing trends and major ore deposits and mining districts. Large symbols group several analyses.

que dominantes, elles n'excluent pas des reprises mineures entre les orogènes à la faveur d'événements hydrothermaux locaux.

6.1 Plomb panafricain : Anti-Atlas précambrien et Meseta

Le plomb panafricain est caractérisé par des rapports isotopiques bas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17,74–17,90, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,52–15,575 et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37,60–37,82) qu'on rencontre essentiellement dans les gisements de l'Anti-Atlas (Fig. 12), une région qui enregistre l'évolution complexe de la marge du craton ouest-africain. Les terrains panafricains du Gondwana jouent un rôle majeur de source du plomb et des métaux associés (Fig. 11). La majorité des rapports isotopiques se situe sous la courbe de Stacey–Kramers ce qui dénote une forte participation mantellique, sauf à Zgounder où cette participation fut beaucoup plus limitée.

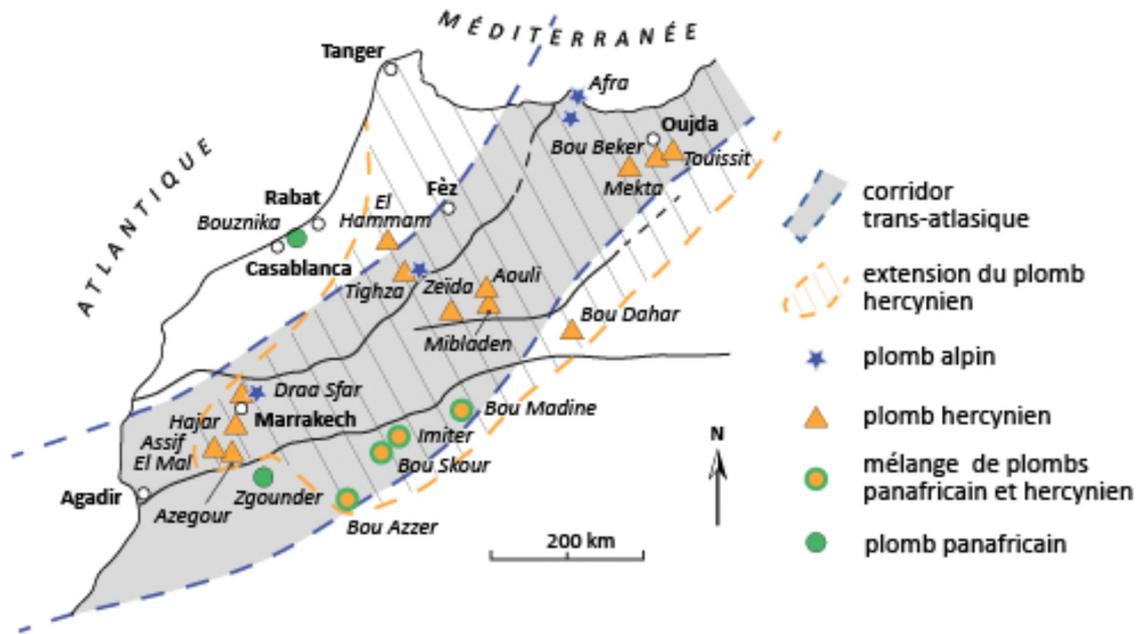


Fig. 12. Distribution des trois générations de plomb sur le territoire marocain et passage du corridor trans-atlasique.

Fig. 12. Distribution of the three generations of lead on Moroccan territory and passage of the trans-Atlas corridor.

Les compositions les moins radiogéniques ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 17,74–17,78 à Bou Skour) correspondent à un plomb d'environ 550–600 Ma. Cet âge correspond à l'important volcanisme felsique édiacarien/terreneuvien à la fin du Précambrien, élément du groupe de Ouarzazate, une séquence de roches volcanoclastiques subaériennes d'une puissance allant jusqu'à 2500 m. L'âge de cet événement magmatique se situe entre 577 et 560 Ma mais débute plus tôt dans le Sirwa avec le granite de Mzil (614 ± 10 Ma). Ce volcanisme partage tous les caractères d'un *Silicic Large Igneous Province* (SLIP ; Bryan, 2007). Les SLIP se caractérisent par un volcanisme continental felsique. Ils sont d'affinité alcaline, et très volumineux, d'un ordre de grandeur supérieur à celui des roches siliceuses d'arcs. Les SLIP du Protérozoïque tardif au Phanérozoïque se situent le long de la marge continentale et le groupe de Ouarzazate s'est effectivement mis en place en contexte d'extension, préfigurant l'ouverture du bassin de l'Adoudounien (Gasquet et Cheilletz, 2009 ; Karaoui *et al.*, 2014 ; Tuduri *et al.*, 2018). Un tel volume de roches felsiques nécessite l'intrusion de magmas basaltiques produisant une fusion partielle de la croûte terrestre sus-jacente (Bryan et Ferrari, 2013). Cet événement magmatique majeur a introduit sur la marge nord du Gondwana de grandes quantités de plomb peu radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vers 17,74–17,90) qui se retrouve dans les manifestations hydrothermales associées de l'Anti-Atlas : Imiter (550 ± 3 Ma), Zgounder (564 ± 15 Ma), Bou Skour ($574 \pm 2,4$ Ma). La composante mantellique peut être héritée de l'intrusion des magmas basaltiques mentionnée, ou plus directement, par le lessivage de roches mafiques par les fluides hydrothermaux.

Ce magmatisme partage de nombreux caractères communs avec le magmatisme de type A tel qu'impliqué dans le modèle de Sawkins (1989) en Australie : aussi bien à Broken Hill (supergroupe de Willyama) que dans le district de Mount Isa-Mc Arthur, il s'agit d'un volcanisme potassique subalcalin

différencié mis en place dans un contexte extensif (Ravegi *et al.*, 2007). On le connaît également dans la Province protérozoïque de Grenville en Amérique du Nord et au Namaqualand en Afrique australe au voisinage de gisements de plomb géants (Sawkins, 1989). Dans ce contexte, le plomb est facilement incorporé dans le feldspath potassique (Finger et Schiller, 2012). Le feldspath potassique peut ainsi constituer un stock de plomb susceptible d'être remobilisé pour alimenter des minéralisations plus récentes.

L'origine de ces volumes très importants de roches ignées et des sédiments détritiques reste cependant discutée, entre une mise en place dans l'arrière-arc d'une subduction lointaine et une association plus directe avec un panache mantellique faisant fondre une croûte continentale déjà épaisse (SLIP ; Bryan, 2007). Les travaux actuels s'orientent vers la fusion d'un manteau lithosphérique sous-continentale (SCLM) métasomatisé par les fluides issus d'une plaque en subduction (Holwell *et al.*, 2019).

Le gisement cambrien de Bouznika, dans la Meseta, possède une signature isotopique légèrement plus élevée en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ce qui suggère que cet hydrothermalisme fini-Pan-Africain a largement débordé vers le nord, témoignant de la grande ouverture océanique cambrienne, ce qui s'est traduit par une participation crustale plus marquée.

6.2 Plomb hercynien : de l'Anti-Atlas aux mesetas

Le plomb « hercynien » ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,10–18,40, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,59–15,70 et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,15–38,65), appelé ainsi car cette gamme de compositions est la plus commune dans les minéralisations hercyniennes, est le plus représenté dans les gisements étudiés (Fig. 12). Il est présent dans les gîtes de la Meseta (Jebilet et Guemassa), le Maroc central (Tighza, El Hammam), le Moyen-Atlas (Aouli–Mibladen, Touissit–Bou Beker), mais également dans le

Haut-Atlas (Azegour, Assif el Mal) et l'Anti-Atlas où il se mélange au plomb panafricain. L'orogénèse hercynienne constitue un vecteur du plomb hercynien dans tout le domaine marocain jusqu'au craton ouest africain qui va largement se mélanger au plomb panafricain dans l'Anti-Atlas.

Ce plomb hercynien est proche des courbes orogène et croûte supérieure de Doe–Zartman (1979; Fig. 11), ce qui traduit une source dans la croûte supérieure continentale et une rupture définitive dans la source du plomb qui sera dès lors exclusivement crustale, sauf sur la bordure anti-atlasique (Azegour). Il possède la particularité de se retrouver dans des gisements d'âges très variés (331 Ma à Draa Sfar, moins de 170 Ma à Touissit), ce qui indique que cette source évolue globalement peu d'un point de vue isotopique. La source de ce plomb est à rechercher dans les terrains hercyniens *sensu lato*, formés par une importante fusion crustale vers 330 Ma qui recycle en partie le plomb commun des roches phanérozoïques et protérozoïques, collecte et s'enrichit du plomb radiogénique produit dans ces mêmes terrains par désintégration de l'uranium et du thorium. Les événements hydrothermaux, soit associés à ce magmatisme, comme les amas sulfurés des Jebilet et Guemassa ou les filons à tungstène-or de Tighza, soit postérieurs, comme les filons à fluorite (El Hammam) ou à plomb-zinc (toujours à Tighza), vont collecter leur charge métallique auprès de ces mêmes terrains, dont la diversité lithologique implique des variations isotopiques. Le plomb hercynien est un « stock » dans lequel les fluides hydrothermaux postérieurs pourront se fournir.

6.2.1 Amas sulfurés des Jebilet-Guemassa

Les amas sulfurés carbonifères de type VMS des Jebilet et Guemassa, possèdent des signatures isotopiques identiques à leurs équivalents des Hercynides européennes et notamment aux amas sulfurés de la ceinture pyriteuse sud-ibérique, l'*Iberian Pyrite Belt*, toutes montrant une source des métaux dans la croûte supérieure (Marcoux, 1998). Cependant, si la ceinture pyriteuse sud-ibérique se caractérise par une homogénéité isotopique remarquable, c'est tout le contraire dans les Jebilet-Guemassa, où les signatures varient fortement, à l'échelle du gisement et à l'échelle régionale. Les deux districts voisins des Jebilet et des Guemassa montrent en effet des variations significatives ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,29$ et $18,17$, respectivement). Bien que ces deux districts soient très semblables et appartiennent au même bassin marin volcano-sédimentaire au volcanisme similaire, il faut admettre une segmentation de ce bassin qui modifie partiellement les sources d'alimentation des fluides hydrothermaux, empêchant une homogénéisation comme celle qui s'est produite en ceinture pyriteuse sud-ibérique. Bien que les données isotopiques du plomb pour les roches encaissantes régionales ne soient pas disponibles, on peut noter que les roches magmatiques dinantiennes de la ceinture pyriteuse sud-ibérique proche, également porteuse de gisements majeurs de type VMS, possèdent une signature peu radiogénique identique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,28$; Marcoux, 1998). À l'échelle du gisement, les variations de composition isotopique à Draa Sfar sont d'une ampleur très supérieure à celles mesurée dans les gisements miocènes de type VMS des Kuroko (environ 0,73 contre 0,10 pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; Sato, 1975; Fehn *et al.*, 1983). Une variation aussi importante implique la contribution

de plombs issus de deux sources très différentes : le plomb hercynien, et très probablement le plomb alpin que nous allons aborder plus loin.

6.2.2 Meseta et Haut-Atlas

Les gisements périplutoniques d'Azegour et Assif El Mal dans le district du Haut Atlas, et de Tighza présentent des signatures isotopiques différentes mais compatibles avec une source hercynienne. Une source granitique peut être écartée dans les deux gisements de molybdène-tungstène d'Azegour et de tungstène-or de Tighza; toutefois, à Azegour, les faibles rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,55 à 15,58) indiquent une participation mantellique. De plus, les systèmes de filons Pb-Zn-Ag de Tighza et d'Aouli, ou le filon de fluorite d'El Hammam, ne montreraient aucun lien chronologique avec un magmatisme actif et marquent probablement la lixiviation de l'encaissant synchrone d'un soulèvement tardif du système. On peut raisonnablement penser que l'essentiel du plomb est extrait des roches encaissantes et non du système plutonique.

6.2.3 Moyen-Atlas et Meseta oranaise

Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presque identiques des trois districts de Bou Dahar, Mibladen et Touissit–Bou Beker et leur valeur moyenne proche de 15,60 sont l'indication d'un même plomb hercynien issu de la croûte continentale supérieure. Cependant, les valeurs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varient de 18,12 à 18,18 à Bou Dahar, de 18,15 à 18,27 à Mibladen et de 18,31 à 18,39 dans le district de Touissit–Bou Beker, pour des circulations hydrothermales diachrones. La métallogénie de l'Atlas est donc marquée par plusieurs épisodes hydrothermaux, allant du Permo-Trias à l'Actuel (Bouabdellah *et al.*, 2012, 2015), le plus ancien s'exprimant dans le district d'Aouli–Mibladen probablement au Permo-Trias (Margoum *et al.*, 2015), toutes remobilisant le plomb hercynien. En comparant aux données existantes sur les grands gisements du sud de l'Europe (Arribas et Tosdal, 1994), on remarque que les signatures isotopiques d'Aouli–Zeïda sont semblables à celles d'un groupe de gisements à zinc-plomb-fluorite-(barytine), majoritairement stratiformes, encaissés dans le Trias, tels que Gador (Espagne), Les Malines (France), Bleiberg et Lafatsch (Autriche), Salafossa, Gorno et Raible (Italie). Les minéralisations situées près de la côte méditerranéenne sont les plus jeunes, un fait à relier avec la crise de salinité messinienne et la circulation d'eaux de mer évoluées qui ont favorisé la mobilisation de saumures anciennes stockées dans le socle paléozoïque (Bouabdellah *et al.*, 2016a, 2016b, 2016c). Les isotopes du plomb reflètent donc la mobilisation progressive des saumures vers le socle crustal marocain.

6.2.4 Anti-Atlas et héritage panafricain

Bou Skour et Bou Azzer dans l'Anti-Atlas, présentent des compositions trop radiogéniques pour leur âge, proche de la signature isotopique « hercynienne » par ses rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,10–18,20), mais plus éloignée par les valeurs de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,53–15,59) que l'on interprète comme un mélange entre le plomb panafricain et le plomb hercynien, plus radiogénique car ayant collecté du plomb radiogénique formé dans les roches pré-hercyniennes. Les trois valeurs très

radiogéniques d'Imiter pourraient aussi résulter de l'infiltration de ce plomb hercynien. L'hydrothermalisme hercynien s'est donc manifesté aussi dans l'Anti-Atlas, le plomb (et les autres métaux) de cet événement pouvant atténuer, voire effacer, la signature isotopique panafricaine, ou s'y superposer. Ce reset peut expliquer les âges hercyniens mesurés à Bou Azzer (Oberthür *et al.*, 2009). Dans la boutonnière de Bou Azzer–El Graara, la période hercynienne se marque en effet par une réactivation importante des failles, responsables de l'établissement d'un zonage redox le long des failles tardives (Maacha, 2013). Cet épisode cassant pourrait être lié à la formation des boutonnières, par bombement du socle et plissement autour des zones de soulèvement.

6.3 Plomb alpin

Le plomb « alpin » est le plus radiogénique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,75–18,90, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,65–15,70 et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,85–39,70) défini autour des minéralisations alpines de la région de Nador dans le Rif, ce qui suggère fortement une mise en place assez récente. C'est aussi le plus rare : on ne le rencontre que dans le Rif dans la région de Nador, et sporadiquement dans les districts des Jebilet (minerai cuprifère de Sidi M'Barek à Draa Sfar) et le skarn de Tighza où il donne lieu à des mélanges avec le plomb hercynien. On remarque que ces sites à plomb alpin jalonnent le corridor sous-lithosphérique trans-Atlantique qui prend le Maroc en écharpe d'Agadir à Oujda et marque le passage d'un panache mantellique né aux Canaries (Bouabdellah *et al.*, 2015) (Fig. 12). Ce panache à l'origine du magmatisme néogène (44 à 2 Ma) a donc également joué un rôle métallogénique qui s'étend largement hors du Maroc donnant notamment des minéralisations épithermales néogènes en Espagne méridionale (Rodalquilar). Si cette hypothèse est validée, le minerai cuprifère de Sidi M'Barek à Draa Sfar serait très récent. Ce magmatisme a aussi pu jouer le rôle de moteur thermique pour la mise en place des minéralisations du district de Touissit, remobilisant le plomb hercynien du socle, sans apport visible de plomb alpin. Ce modèle appuie l'hypothèse d'une mise en place récente de ces minéralisations (Bouabdellah *et al.*, 2012).

6.4 Isotopes du plomb appliqués à l'exploration minière

La géochimie isotopique du plomb est une méthode employée en exploration minière pour hiérarchiser les cibles, sous le nom de *fingerprint method* (Doe et Stacey, 1974 ; Gulson 1986). Cette méthode repose sur une démarche analogique. Les gisements d'une province donnée appartiennent fréquemment à un type métallogénique défini d'un âge donné et possèdent de ce fait une signature isotopique du plomb spécifique. Les indices en cours de reconnaissance minière qui possèdent cette même signature ont de bonnes chances d'appartenir à cette famille de gisements et sont donc à explorer en priorité car les plus prometteuses. Cette démarche de sélection peut s'étendre aux *gossans*, la signature des minéralisations sous-jacentes se transférant aux *gossans* de surface sans perturbation ou avec des perturbations minimes, comme cela avait déjà été montré dans les amas sulfurés de Sud-Ibérie (Marcoux, 1998) et dans ceux des Red Sea Hills au

Soudan (Marcoux *et al.*, 1989). Cette démarche a aussi été employée pour tracer des minéralisations porphyriques cachées sous une couverture de toundra et de sédiments glaciaires dans le district de Pebble en Alaska (Ayuso *et al.*, 2013).

C'est cette méthode sur *gossans* qui a été employée ici dans le district à amas sulfurés polymétalliques des Jebilet-Guemassa. Nous avons pu analyser les paires sulfures–*gossans* à Bouhane, Lachach, Frizem et Draa Sfar et montrer que la signature isotopique des sulfures massifs sous-jacents se transmettait très bien aux *gossans* de surface. Ce résultat suggère très fortement que les sites de Ghoula, Nzalt Est et Taouillil, dans les Guemassa, qui possèdent des *gossans* de compositions très proches de celle de Hajar ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18,19 à 18,24), chapeautent des amas de sulfures massifs, dont l'importance reste cependant à établir. Ces résultats très concluants montrent que cette méthode pourrait être employée à grande échelle dans les Jebilet-Guemassa pour aider à hiérarchiser les cibles minières et se focaliser sur les cibles de type amas de sulfures massifs qui ont largement démontré leur intérêt économique.

7 Conclusion

Trois plombs différents ont été définis dans l'ensemble des gisements marocains. Ils peuvent être définis par leurs rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 17,74–17,90 (plomb panafricain), 18,10–18,40 (plomb hercynien) et 18,75–18,90 (plomb alpin).

Le plomb panafricain représente la première introduction de plomb dans la croûte supérieure, transporté hors du manteau lors de la formation de *Silicic Large Igneous Provinces* (SLIP) au Protérozoïque supérieur, représenté par le groupe de Ouarzazate. Sa signature mantellique signe la première introduction de plomb sur la marge nord-africaine vers 600 Ma.

Le plomb hercynien représente une nouvelle génération de plomb lors de l'orogène hercynien collecté dans les terrains de la croûte continentale supérieure. Sollicité par des événements hydrothermaux à diverses époques géologiques, ce plomb hercynien nourrit des minéralisations du Carbonifère jusqu'au Jurassique. Il a pu être stocké dans les bassins détritiques avant reprise inter-orogénique.

Le plomb alpin est plus rare et plus localisé. Il couvre néanmoins une large surface qui forme une écharpe du sud-ouest au nord-est du Maroc, jalonnée par le magmatisme néogène, quelques minéralisations associées et des remobilisations locales. Ce magmatisme a pu aussi remobiliser le réservoir de plomb hercynien, notamment dans le district de Touissit–Bou Beker.

Il est ainsi possible de reconstruire l'histoire de la mobilisation des sources de plomb au cours des trois différents orogènes, panafricain, hercynien et alpin, étapes clés de la croissance crustale sur la marge du craton Ouest-africain. La mobilisation de plomb est bien plus forte lors des deux premiers orogènes, et il est tentant d'établir un parallèle avec leurs taux de fusion et de granitisation, forts au Protérozoïque et à l'Hercynien, bien plus faible dans l'Alpin du Maroc. Bien qu'un lien direct puisse être établi avec les magmatismes pour certains gisements (Jebilet-Guemassa, Bou Skour...) leurs rôles comme moteur ou comme réservoirs de plomb sont loin d'être systématiques. La genèse de nombreuses minéralisations

relève davantage de circulations fluides de grande ampleur, déconnectées de systèmes magmatiques (Touissit, El Hammam, Tighza *pro parte*) mais s’approvisionnement dans des réservoirs de métaux régulièrement réapprovisionnés lors des orogènes).

La genèse des gisements de plomb géants au Protérozoïque a été mise en relation avec l’intense mobilisation crustale lors de la formation du continent Nuna, la stabilisation de la lithosphère et l’ouverture de grands bassins au début du Mésoproterozoïque (Sawkins, 1989; Hawkesworth *et al.*, 2020). La construction continentale sur la marge nord du craton ouest-africain démarre un milliard d’années plus tard avec la formation du Gondwana, un continent à forte épaisseur crustale et largement émergent au-dessus du niveau de la mer (Traintafyllou *et al.*, 2020). Le stock de plomb des formations volcaniques panafricaines devient alors plus facilement accessible et sera essentiel au Maroc. Mais il n’est pas le seul : le plomb hercynien arrive dans la croûte lors de l’orogène hercynien, la fusion et les circulations fluides liées à l’orogène collectant le plomb commun des roches anté-hercyniennes et le plomb radiogénique qui s’y est ajouté depuis l’orogène panafricain, auxquels peut s’ajouter une composante de vrai plomb « nouveau », d’origine mantellique. Ce plomb hercynien est donc une moyenne de toutes ces sources qui va se retrouver dans les magmas et les concentrations minérales hercyniens. Il pourra ensuite être remobilisé dans du magmatisme, des minéralisations plus récentes, et dans des réservoirs secondaires sédimentaires à la faveur de circulations hydrothermales qui vont s’étager jusqu’à l’Actuel, réalimenté très ponctuellement par le plomb alpin. Les remobilisations successives du plomb stocké dans les réservoirs secondaires ont déterminé des phénomènes d’héritage de grande ampleur à l’échelle du Maroc. Le plomb des minéralisations du Maroc apparaît comme un marqueur significatif de la construction crustale au Nord-Ouest de l’Afrique depuis le Néoproterozoïque.

Remerciements. Les auteurs remercient tous leurs collègues géologues marocains pour leur aide sur le terrain et les nombreuses discussions fructueuses que nous avons eues, notamment Mohammed Bouabdellah, professeur de métallogénie à l’université d’Oujda. Un grand merci aux trois relecteurs, trois spécialistes aux compétences complémentaires en géochimie isotopique du plomb, ressources minérales et métallogénie-géologie marocaine, ont permis d’améliorer sensiblement le manuscrit par leurs remarques très constructives.

Références

- Abia EH, Nachit H, Marignac C, Ibi A, Saadi SA. 2003. The polymetallic Au-Ag-bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco: tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. *Journal of African Earth Sciences* 36: 251–271.
- Arribas A Jr, Tosdal RM. 1994. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain: origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology* 89: 1074–1093.
- Ayuso RA, Kelley KD, Eppinger RG, Forni F. 2013. Pb-Sr-Nd isotopes in surficial materials at the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit Southwestern Alaska: can the mineralizing fingerprint be detected through cover? *Economic Geology* 108: 543–562.
- Azizi-Samir MR, Saquaque A, El Boukhari A. 2001. La transition néoproterozoïque dans l’Anti-Atlas marocain, un continuum géodynamique particulièrement minéralogène. In: *Abstracts Vol. Colloque Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisation Associées*, Marrakech, Maroc, 6 p.
- Barbero L, Jabaloy A, Gomez-Ortiz D, *et al.* 2011. Evidence for surface uplift of the Atlas Mountains and the surrounding peripheral plateaux: Combining apatite fission-track results and geomorphic indicators in the Western Moroccan Meseta (coastal Variscan Paleozoic basement). *Tectonophysics* 502: 90–104.
- Bau M, Romer RL, Lüders V, Dulski P. 2003. Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr-Nd-Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennine Orefield, England. *Mineralium Deposita* 38: 992–1008.
- Berrada S, Marcoux É, Hafid A. 2015. Le skarn à W-Mo-Cu à grenatite, pyroxénite, wollastonite et molybdénite d’Azegour, Haut-Atlas, Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186: 21–34.
- Billström K, Frietch R, Perdahl J-A. 1997. Regional variations in the Pb isotopic compositions of ore galena across the Archaean-Proterozoic border in northern Sweden. *Precambrian Research* 81: 83–99.
- Bonhomme M, Hassendorfer B. 1985. Le métamorphisme hercynien dans les formations tardi et post-panafricaines de l’Anti-Atlas occidental (Maroc). Données isotopiques Rb/Sr et K/Ar des fractions fines. *Sciences géologiques, bulletins et mémoires* 38(2): 175–183.
- Boni M, Koeppl V. 1985. Ore-lead pattern from the Iglesias-Sulcis area, SW Sardinia. and the problem of remobilization of metals. *Mineralium Deposita* 20: 185–193.
- Bouabdellah M, Beaudoin G, Leach D, Grandia F, Cardellach E. 2009. Genesis of the Assif El Mal Zn-Pb, Cu, Ag) vein deposit. An extension-related Mesozoic vein system in the High Atlas of Morocco. Structural, mineralogical and geochemical evidence. *Mineralium Deposita* 44: 689–704.
- Bouabdellah M, Sangster DF, Leach D, Brown A, Johnson CA, Emsbo P. 2012. Genesis of the Touissit–Bou Beker Mississippi Valley-Type district, Morocco-Algeria and its relationship to the Africa-Europe collision. *Economic Geology* 107: 117–146.
- Bouabdellah M, Niedermann S, Velasco F. 2015. The Touissit–Bou Beker Mississippi Valley-type district of Northeastern Morocco: Relationships to the Messinian salinity crisis, Late Neogene Quaternary Alkaline Magmatism, and Buoyancy-Driven fluid convection. *Economic Geology* 110: 1455–1484.
- Bouabdellah M, Levresse G. 2016. The Bou Madine polymetallic ore deposit, eastern Anti-Atlas, Morocco: evolution from massive Fe-As-Sn to epithermal Au-Ag-Pb-Zn ± Cu mineralization in a Neoproterozoic resurgent caldera environment. In: Bouabdellah M, Slack JF, eds. *Mineral deposits of North Africa*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 133–142. ISBN: 978-3-319-31733-5.
- Bouabdellah M, Maacha L, Jébrak M, Zouhair M. 2016a. Re/Os Age determination, lead and sulphur isotope constraints on the origin of the Bouskour Cu-Pb-Zn Vein-Type Deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco) and its relationship to neoproterozoic granitic magmatism. In: Bouabdellah M, Slack JF, eds. *Mineral deposits of North Africa*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 277–290. ISBN: 978-3-319-31733-5.
- Bouabdellah M, Maacha L, Levresse G, Saddiqi O. 2016b. The Bou Azzer Co-Ni-Fe-As (± Au ± Ag) district of central Anti-Atlas (Morocco): a long-lived Late Hercynian to Triassic magmatic-hydrothermal to low-sulphidation epithermal system. In: Bouabdellah M, Slack JF, eds.

- Mineral deposits of North Africa*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 229–247. ISBN: 978-3-319-31733-5.
- Bouabdellah M, Zemri O, Jébrak M, *et al.* 2016c. Geology and mineralogy of the El Hammam REE-rich fluorite deposit, Morocco: a product of transtensional Pangean and Central Atlantic rifting. In: Bouabdellah M, Slack JF, eds. *Mineral deposits of North Africa*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 307–324. ISBN: 978-3-319-31733-5.
- Brévart O, Dupré B, Allègre CJ. 1982. Metallogenic provinces and the remobilization process studied by lead isotopes, lead-zinc ore deposits from the southern Massif Central France. *Economic Geology* 77: 564–575.
- Bryan SE. 2007. Silicic large igneous provinces. *Episodes* 30: 175–202.
- Bryan SE, Ferrari L. 2013. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Geological Society of America* 125: 1053–1078.
- Cheilletz A, Levresse G, Gasquet D, *et al.* 2002. The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita* 37: 772–781.
- Cheilletz A, Gasquet D, Filali F, Archibald DA, Nespolo M. 2010. A late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the El Hammam high-REE fluorite deposit, Morocco: mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Mineralium Deposita* 45: 323–329.
- Doe BR. 1970. Lead isotopes. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 175 p.
- Doe BR, Delevaux MH. 1972. Source of lead in Southeast Missouri galena ores. *Economic Geology* 67: 409–425.
- Doe BR, Stacey JS. 1974. The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. *Economic Geology* 69: 757–776.
- Doe BR, Zartman RE. 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic. In: Barnes HL, ed. *Geochemistry of hydrothermal deposits*. New York: John Wiley and Sons, pp. 22–70.
- Doe BR, Zartman RE. 1982. Plumbotectonics of Japan: some evidence for a rejuvenated craton. *Mining Geology* 32(4): 285–289.
- Duggen S, Hoernle K, Van Den Bogaard P, Garbe-Schönberg D. 2005. Post-Collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the Westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology* 46: 1155–1201.
- Duthou JL, Emberger A, Lasserre M. 1976. Résultats graphiques et interprétation de mesures isotopiques du plomb de galène et de minéraux oxydés du Maroc. *Mémoire Hors-Série de la Société géologique de France* 7: 221–226.
- Edwards A. 1989. Lead isotope results from the Marrakech-Amezmi-Imi NTaout-Chichaoua area, Morocco. Rapport inédit, 9 p.
- El Mahjoub M, Chauvet A, Badra L, *et al.* 2015. Structural, mineralogical, and paleoflow velocity constraints on Hercynian tin mineralization: the Achmach prospect of the Moroccan Central Massif. *Mineralium Deposita* 51: 431–451.
- Eldursi K, Branquet Y, Guillou-Frottier L, Marcoux É. 2009. Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions: Heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns. *Earth and Planetary Science Letters* 288: 70–83.
- Emberger A. 1965. Éléments pour synthèse métallogénique du district plombifère de la Haute Moulouya. In: *Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc, 1962. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, Rabat 181: 205–244.
- Emberger A. 1968. Synthèse descriptive des minéralisations plombo-zincifères du Maroc depuis 1952. *Service Géologique de Tunisie. Annales des Mines et de la Géologie* 23 (Symposium sur les gisements de plomb-zinc en Afrique): 15–104.
- Essaraj S, Boiron MC, Cathelineau M, *et al.* 2016. Basinal brines at the origin of the Imiter Ag-Hg deposit (Anti-Atlas, Morocco): Evidence from LA-ICP-MS data on Fluid Inclusion, Halogen Signatures and stable isotopes (H, C, O). *Economic Geology* 111: 1753–1781.
- Fariss K. 1992. Composition isotopique en plomb et genèse des gisements de Pb-Zn à encaissant paléozoïque de l'Anti-Atlas et Haut-Atlas marocain. Rapport de stage DEA, Université de Montpellier, 42 p.
- Fehn U, Doe BR, Delevaux MH. 1983. The distribution of lead isotopes and the origin of Kuroko ore deposits in the Hokuroku district, Japan. *Economic Geology Monograph* 5: 488–506.
- Finger F, Schiller D. 2012. Lead content of S-type granites and their petrologic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164: 747–755. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0771-3>.
- Gasquet D, Levresse G, Cheilletz A. 2004. Le Pan-africain de l'Anti-Atlas (Maroc) : convergence oblique et inversion tectonique à la transition Précambrien-Cambrien. In: *Colloquium of African Geology*, June 2004, Orléans, France, 172 p.
- Gasquet D, Cheilletz A. 2009. L'hydrothermalisme : un phénomène cyclique dans les temps géologiques. Conséquences pour la prospection minière au Maroc. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie* 9: 49–56.
- Ghorbal B, Bertotti G, Foeken J, Andriessen P. 2008. Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements. In: "Stable" parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova* 20(5): 355–363.
- Gigon J, Deloule E, Mercadier J, *et al.* 2020. Tracing metal source from the giant McArthur River Zn-Pb deposit (Australia) using lead isotopes. *Geology* 48: 478–482. <https://doi.org/10.1130/G47001.1>.
- Gulson BL. 1986. Lead isotopes in mineral exploration. *Developments in Economic Geology*, Éd. Elsevier 23: 245 p.
- Hawkesworth CJ, Cawood PA, Dhuime B. 2020. The evolution of the continental crust and the onset of plate tectonics. *Frontiers in Earth Science* 8: 326. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00326>.
- Heyl AV, Delevaux MH, Zartman RE, Brock MR. 1966. Isotopic study of galenas from the upper Mississippi Valley, the Illinois-Kentucky, and some Appalachian valley mineral districts. *Economic Geology* 61: 933–961.
- Holwell DA, Fiorentini M, McDonald I, *et al.* 2019. A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction magmatism. *Nature Communications* 10(1): 1–10.
- Jacobschagen VH, Konrad G, Giese P. 1988. Geodynamic evolution of the Atlas system, Morocco. Post-Paleozoic times. In: Jacobschagen VH, ed. *The Atlas system of Morocco. Lecture Notes Earth Science* 15: 481–499. New York, Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag.
- Jébrak M, Marcoux É, Nasloubi A, Zaharaoui M. 1998. From sandstone- to carbonate-hosted stratabound deposits: an isotope study of galena in the Upper-Moulouya district, Morocco. *Mineralium Deposita* 33: 45–58.
- Jébrak M, El Wartiti M, Marcoux É, Zaharaoui M. 2011. The Bouznika Cambrian barite deposit, Morocco, an early mineralization on the Iapetus margin. *Journal of African Earth Sciences* 60: 53–62.
- Karaoui B, Breitreuz C, Mahmoudi A, Youbi N. 2014. Physical volcanology, geochemistry and basin evolution of the Ediacaran volcano-sedimentary succession in the Bas Draâ inlier (Ouarzazate Supergroup, Western Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 99: 307–311.
- Lebrat N. 2014. Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrouf, Rif oriental, Maroc. Thèse, Université d'Orléans, 478 p.

- Levresse G, Cheilletz A, Gasquet D, *et al.* 2004. Osmium, sulphur and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chemical Geology* 207: 59–79.
- Levresse G, Bouabdellah M, Cheilletz A, *et al.* 2016. Degassing as the main ore-forming process at the giant Imiter Ag-Hg vein deposit in the Anti-Atlas system, Morocco. In: Bouabdellah M, Slack JF, eds. *Mineral deposits of North Africa*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, pp. 85–196. ISBN: 978-3-319-31733-5.
- Maacha L. 2013. Études métallogéniques et géophysiques des minéralisations cobaltifères et cuprifères de Bou-Azzer El Graara, Anti-Atlas Maroc. Les minéralisations de cuivre de la plateforme de Bleida. Thèse, Université Caddi Ayyad, Faculté des Sciences, Semailia-Marrakech, 202 p.
- Makris J, Demnati A, Kluamann J. 1985. Deep seismic sounding in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Annals of Geophysics* 3: 369–380.
- Marcoux É. 1987. Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Thèse de Doctorat d'État, Université de Clermont-Ferrand II et Mémoire BRGM, n°117, 289 p. + annexes.
- Marcoux É. 1993. Géochimie isotopique du plomb et gisements potentiels au Maroc central. Rapport inédit BRGM, 16 p.
- Marcoux É. 1998. Lead isotope systematics of the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita* 33: 45–58.
- Marcoux É, Jébrak M. 1987. Approche géochimique de l'origine et de la durée des dépôts hydrothermaux dans le district d'Ussel (Massif central français). *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 305(II): 377–381.
- Marcoux É, Moëlo Y. 1991. Lead isotope geochemistry and paragenetic study of inheritance phenomena in metallogenesis: examples from base metal sulfide deposits in France. *Economic Geology* 86: 106–120.
- Marcoux É, Wadjiny A. 2005. Le gisement Ag-Hg de Zgouder, Jebel Siroua, Anti-Atlas, Maroc : un épithermal néoproterozoïque de type Imiter. *Comptes Rendus Géosciences* 337: 1439–1446.
- Marcoux É, Cottard F, Récoché G, El Samani Y, Calvez JY, Deschamps Y. 1989. Lead isotopic signatures of the polymetallic mineralization in the Ariab district, Red Sea Hills, North-eastern Sudan. *Journal of Geochemical Exploration* 32: 315–317.
- Marcoux É, Belkabar A, Gibson H, Lentz D, Ruffet G. 2008. Draa Sfar, Morocco: a Visean, 331 Ma, pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. *Ore Geology Reviews* 33: 307–328.
- Marcoux É, Nerci K, Branquet Y, *et al.* 2015. Late-Hercynian Intrusion-related gold deposits: an integrated model on the Tighza polymetallic district, central Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 107: 65–88.
- Marcoux É, Breillat N, Guerrot C, Négrel P, Berrada S, Selby D. 2019. Multi-isotopic tracing (Mo, S, Pb, Re-Os) and genesis of the Mo-W Azegour skarn deposit (High-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 155: 109–117.
- Margoum D, Bouabdellah M, Klügel A, *et al.* 2015. Pangean rifting and onward pre-Central Atlantic as the main-ore forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite-barite vein system, Upper Moulouya District, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 108: 22–39.
- Michard A, Saddiqi O, Chalouan A, Rjimati EC, Mouttaqi A. 2011. Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc. Volume I: Présentation des circuits et introduction à la géologie du Maroc. Rabat: Éditions du Service Géologique du Maroc.
- Oberthür T, Melcher F, Henjes-Kunst F, *et al.* 2009. Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations. *Economic Geology* 104: 1065–1079.
- Pasava J. 1994. Geochemistry and the role of anoxic sediments in the origin of the Imiter silver deposit in Morocco. *Vestník Českého geologického ústavu* 69: 1–11.
- Pelleter E, Cheilletz A, Gasquet D. 2008. U/Pb Ages of Magmatism in the Zgouder Epithermal Ag-Hg Deposit, Sirwa Window, Anti-Atlas, Morocco. In: *Mineral Deposits of North Africa*. Springer Ed, pp. 143–165.
- Pereira MF, El Houicha M, Chichorro M, *et al.* 2015. Evidence of a Paleoproterozoic basement in the Moroccan Variscan Belt, Rehamna Massif, Western Meseta. *Precambrian Research* 268: 61–73.
- Pettke T, Oberli F, Heinrich CA. 2010. The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions. *Earth and Planetary Science Letters* 296: 267–277. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.007>.
- Ravegi M, Giles D, Foden J, Raetz M. 2007. The high Fe-Ti mafic magmatism in the Paleoproterozoic Broken Hill Block of the Curnamona Province, southeastern Australia, as part of a Large Igneous Province? December 2007, LIP of the Month. <http://www.largeigneousprovinces.org/07dec>.
- Rddad L, Bouhleh S. 2016. The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb-Zn-Ba deposits, Oriental High Atlas, Morocco: Fluid-inclusion and C-O-S-Pb isotope studies. *Ore Geology Reviews* 72: 1072–1087.
- Rossi M, Gasquet D, Cheilletz A, *et al.* 2017. Isotopic and geochemical constraints on lead and fluid sources of the Pb-Zn-Ag mineralization in the polymetallic Tighza-Jbel Aouam district (central Morocco), and relationship with the geodynamic context. *Journal of African Earth Sciences* 127: 194–210.
- Sato K. 1975. Unilateral isotopic variation of Miocene ore leads from Japan. *Economic Geology* 70: 800–805.
- Sawkins FJ. 1989. Anorogenic felsic magmatism, rift sedimentation, and giant Proterozoic Pb-Zn deposits. *Geology* 17: 657–660.
- Schmitt JM. 1976. Sédimentation, paléoolération, géochimie et minéralisation en plomb de la série triasique de Zeïda, Haute-Moulouya, Maroc. Thèse de docteur-ingénieur en prospection des gîtes minéraux, École des Mines de Paris, 245 p.
- Slobodník M, Jacher-Śliwczynska K, Taylor MC, Schneider J, Dolníček Z. 2008. Plumbotectonic aspects of polymetallic vein mineralization in Paleozoic sediments and Proterozoic basement of Moravia (Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundschau)* 97: 1–18.
- Soulaïmani A, Michard A, Ouanaïmi H, *et al.* 2014. Late Ediacaran-Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 98: 94–112.
- Spooner ETC, Gale NH. 1982. Pb isotopic composition of ophiolitic volcanogenic sulphide deposits, Troodos Complex, Cyprus. *Nature* 296: 239–242.
- Stacey JS, Kramers JD. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207–221.
- Tatsumoto M, Knight RJ, Delevaux MH. 1972. Uranium, thorium, and lead concentrations in three silicate standards and a method of lead isotopic analysis. *USGS Professional Paper* 800-D: 111–115.
- Thomas RJ, Fekkak A, Ennih N, *et al.* 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogene, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39: 217–226.
- Todt W, Cliff RA, Hanser A, Hofmann AW. 1984. ²⁰²Pb-²⁰⁵Pb, spike for Pb isotopic analysis. *Terra Cognita* 4: 209.
- Tornos F, Ribera F, Shepherd TJ, Spiro B. 1996. The geological and metallogenic setting of stratabound carbonated-hosted Zn-Pb

- mineralizations in the West Asturian Leonese zone, NW Spain. *Mineralium Deposita* 31: 27–40.
- Tornos F, Chiaradia M. 2004. Plumbotectonic evolution of the Ossa Morena Zone, Iberian Peninsula: Tracing the influence of mantle-crust interaction in the ore-forming processes. *Economic Geology* 90: 965–985.
- Touahri B. 1997. Le gisement de zinc-plomb d'El Abed, pays des horsts algéro-marocains. Caractères isotopiques des phases dolomitiques et sulfurées, ^{13}C , ^{18}O , ^{34}S et Pb. Modèle génétique. *Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc*, Rabat 388: 239–256.
- Traintafyllou A, Berger J, Baele JB, *et al.* 2020. Episodic magmatism during the growth of a Neoproterozoic oceanic arc (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research* 339: 105610.
- Tuduri J, Chauvet A, Ennaciri A, Barbanson L. 2006. Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique. *Comptes Rendus Géosciences* 338(4): 253–261.
- Tuduri J, Chauvet A, Barbanson L, *et al.* 2018. The Jbel Sahro Au-(Ag, Cu) and Ag-Hg metallogenic province: product of a long-lived Ediacaran tectono-magmatic evolution in the Moroccan Anti-Atlas. *Minerals* 8: 592. <https://doi.org/10.3390/min8120592>.
- Wadjinny A. 1998. Le plomb au Maroc : cas des districts de Touissit et de Jbel Aouam. *Chronique de la Recherche Minière* 531-532: 9–28.
- Wang ZG, Wan D, Wang KY, Liang YH. 2020. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Hongtaiping Cu-Pb-Zn deposit in Yanbian, NE China: Implications for ore genesis. *Geological Journal* 55: 6912–6935.
- Watanabe Y. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic constraints on the timing of massive sulfide and vein-type Pb-Zn mineralization in the Western Meseta of Morocco. *Economic Geology* 97: 145–157.
- Zartman RE, Doe BR. 1981. Plumbotectonics, the model. *Tectonophysics* 75: 135–162.
- Zartman RE, Haines SM. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 1327–1339.

Citation de l'article : Marcoux É, Jébrak M. 2021. Plumbotectonique des gisements du Maroc, *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 192: 31.