

Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée*

Jean-Michel BERTRAND ⁽¹⁾

Jacques LETERRIER ⁽²⁾

Michel CUNEY ⁽³⁾

Marc BROUAND ⁽³⁾

Jean-Marc STUSSI ⁽²⁾

Eric DELAPERRIÈRE ⁽²⁾

Denis VIRLOGEUX ⁽⁴⁾

*Zircon U-Pb geochronology of granitoids from Confolentais,
the Charroux-Civray massif (seuil du Poitou) and Vendée*

Géologie de la France, n° 1-2, 2001, pp. 167-189, 11 fig., 4 tabl.

Mots-clés : Géochronologie U-Pb, Zircon, Granitoïdes, Charroux-Civray, Varisque, Massif central français.

Key words: U-Pb Geochronology, Zircon, Granitoids, Charroux-Civray, Variscan, French Massif Central.

Résumé

Des datations U-Pb sur zircons ont été réalisées par la méthode conventionnelle sur fractions multigrains de quatre échantillons provenant de sondages effectués par l'ANDRA dans le complexe plutonique sous couverture de Charroux-Civray. Elles ont été complétées par l'analyse de quatre échantillons de surface provenant d'unités plutoniques équivalentes du Confolentais et de Vendée. La méthode U-Pb par dissolution des zircons des tonalites du sondage CHA103 n'a donné qu'un âge indicatif maximum de 360 ± 3 Ma qui a été néanmoins confirmé par une étude SHRIMP (356 ± 5 Ma). Un faciès dioritique du même forage n'a fourni qu'un âge minimum par intercept inférieur (327 ± 19 Ma). La diorite quartzifère de l'Isle Jourdain est datée à 351 ± 6 Ma (moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). La granodiorite du forage CHA105 et le monzogranite du forage CHA106 ont été datés respectivement à 350 ± 7 Ma et 349 ± 5 Ma. Le monzogranite de Port-de-Salles est daté à 352 ± 23 Ma (moyenne pondérée à 355 ± 5 Ma)

et la monzonite quartzifère de Négrat à $349 \pm 7,5$ Ma. En Vendée, le granite probablement pré-tectonique de Pouzauges n'a fourni qu'un âge minimum par intercept inférieur de 455 ± 11 Ma.

Les âges obtenus sur les échantillons du Confolentais et des forages de Charroux-Civray sont très groupés entre 349 et 356 Ma et sont cohérents avec les données U-Pb existantes. On remarquera :

1) que les âges sont voisins pour des plutons de type calco-alcalin traditionnellement attribués au stade de subduction, et pour des plutons transalcalins réputés plus tardifs ;

2) que les évidences d'un héritage crustal sont nombreuses (données isotopiques, typologie des zircons). D'après le caractère syntectonique de la diorite quartzifère de l'Isle Jourdain et de la monzonite quartzifère de Négrat, le magmatisme daté de 349 à 356 Ma est à relier à un événement tectonique majeur post-collisionnel. Ces résultats remettent en cause la

signification géotectonique de la « Ligne Tonalitique Limousine » (LTL) telle qu'elle avait été définie antérieurement et à laquelle se rattachent les intrusions datées. Pour le granite de Pouzauges, l'âge de 455 ± 11 Ma est interprété comme un âge minimum qui confirme l'âge Rb-Sr de 483 ± 22 Ma publié antérieurement.

Abstract

0

Introduction

Les travaux de reconnaissance effectués sous la conduite de l'ANDRA en vue de la sélection d'un site pour l'implantation d'un laboratoire d'études pour le stockage de déchets radioactifs en milieu granitique a mis en évidence l'existence, sous les séries mésozoïques du seuil du Poitou, d'un important complexe plutonique, dit de Charroux-Civray. Ce complexe est constitué de plusieurs intrusions dont la composition varie de gabbrodiorites et monzogabbrodiorites à des diorites

* Manuscrit déposé le 5 octobre 1999, accepté le 28 février 2000.

(1) Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 73376 Le Bourget du Lac Cedex.

(2) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, CNRS, BP 20, 54501 Vandœuvre Cedex.

(3) UMR G2R-7566 - CREGU, Université Henri Poincaré, BP 239, 54501 Vandœuvre Cedex.

(4) ANDRA, DEEC/SGE, 1-7, rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry Cedex.

quartzifères, tonalites, monzodiorites quartzifères, monzogranites, granodiorites, granites et leucogranites à deux micas (Colchen *et al.*, 1997 ; Cuney *et al.*, 1997 ; Gagny et Cuney, 1997 ; Capdevila, 1997 ; Cuney *et al.* 1999). La gamme de compositions, la répartition spatiale interpolée (synthèse ANDRA des travaux géophysiques, structuraux et pétrologiques) et les types de contacts entre les manifestations magmatiques sont similaires à ceux observés dans le complexe plutonique constituant, dans le Confolentais, la partie occidentale du Massif central (Dutreuil, 1978 ; Peiffer, 1985a et b ; Chèvremont, 1992 ; Rolin *et al.*, 1996). Les intrusions de composition basique à intermédiaire du Confolentais (fig. 1) appartiennent à la ligne tonalitique limousine (LTL : Didier et Lameyre, 1971 ; Peiffer, 1986).

Selon Peiffer (1986), les manifestations basiques à intermédiaires de la ligne tonalitique définiraient une polarité magmatique SW-NE résultant d'une mise en place contrôlée par une géodynamique subductive. Etant intrusives, d'après les critères cartographiques, dans l'unité supérieure des gneiss (USG), ces intrusions ne seraient cependant pas enracinées, mais allochtones et transportées avec les nappes des USG (Peiffer, 1986). Les datations U-Pb sur zircons d'intrusions basiques du Nexonnais, similaires à celles du Confolentais, indiquent une mise en place des diorites quartzifères de la LTL entre 378 et 355 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Selon Shaw *et al.* (1993), les roches basiques de la LTL auraient une origine essentiellement mantellique par fusion d'une croûte océanique subductée lors de la fermeture d'un océan mineur. Une faible contamination crustale des magmas mantello-dérivés n'est cependant pas exclue.

Associés spatialement ou recoupant les intrusions de la LTL dans le Confolentais, les granodiorites, granites et leucogranites à deux micas sont considérés comme de mise en place plus récente (Dutreuil, 1978 ; Chèvremont, 1992). Les datations Rb-Sr sur roches totales fournissent des âges de fermeture des systèmes Rb/Sr (Duthou *et al.*, 1984 ; Pin, 1989) allant de 325 Ma (Piégut dans le Nontronais) à 315 Ma (Esse, Hiesse), 305 Ma (Chirac) et 301 Ma (leucogranites des Monts de Blond). Les monzogranites de Port-de-Salles, de même que les monzonites quartzifères de Négrat, jusqu'ici non datés isotopiquement, avaient

généralement été rattachés à la génération des granitoïdes tardifs (Dutreuil, 1978).

L'objectif du présent travail est, à partir de datations U/Pb sur zircons d'une sélection d'échantillons provenant des principales intrusions du Confolentais et du complexe de Charroux-Civray, (1) de déterminer la chronologie de ces intrusions réputées appartenir à la ligne tonalitique limousine, (2) de préciser l'hétérochronisme ou la pénécotemporanéité de mise en place de magmas généralement considérés comme caractéristiques de sites ou stades d'évolution géotectonique distincts dans un orogène et, par extension, de préciser la signification de la ligne tonalitique limousine. Les intrusions sélectionnées ont été les suivantes :

- tonalite et diorite du sondage CHA103, granodiorite du sondage CHA105, monzogranite du sondage CHA106 dans le complexe plutonique de Charroux-Civray ;

- diorite quartzifère leucocrate de l'Isle Jourdain, monzogranite porphyroïde de Port-de-Salles, monzonite quartzifère de Négrat dans le Confolentais.

Ce programme a été complété par une datation U/Pb sur zircon du granite de Pouzauges en Vendée dont la datation antérieure par Rb/Sr sur roche totale à 483 Ma (Wyns et Le Métour, 1983) méritait d'être vérifiée. En effet, le granite de Pouzauges en Vendée est considéré comme plus ancien que les intrusions de la « ligne tonalitique ». Ce granite se serait mis en place à 483 ± 22 Ma (isochrone Rb-Sr), en induisant un métamorphisme de contact dans une série métasédimentaire située en bordure nord-est du Paléozoïque du synclinorium de Chantonay et considérée par ces auteurs comme d'âge précambrien *s.l.* Nous avons été amenés à préciser cet âge par une datation U-Pb sur zircon du fait de la proximité de ce massif et de ceux de Le Tallud et de Largeasse datés respectivement à 373 Ma $\pm 6/-11$ et 340 ± 4 Ma (Cuney *et al.*, 1993a et b).

Procédures analytiques.

Calcul des âges

Typologie des zircons

Les caractéristiques pétrographiques des échantillons étudiés et les principaux paramètres des zircons analysés sont présentés dans le tableau 1.

Pour la plupart des échantillons analysés (fig. 2), les datations U/Pb sur zircons ont été effectuées sur fractions séparées de zircons en respectant leur typologie selon Pupin (1980). Celle-ci permet de caractériser les populations de zircons de roches magmatiques. A partir d'une base de données de plusieurs centaines d'échantillons, Pupin (op. cité) a montré que la position d'un grain (c'est-à-dire son type) dans le diagramme établi d'après l'arrangement des pyramides (101) et (211) et des prismes (100) et (110) était fonction à la fois du chimisme de la roche (axe horizontal : à gauche, les chimismes alumineux, vers la droite, les chimismes alcalins) et de la température de cristallisation (axe vertical : de 500°C en haut à >900°C en bas). Les groupements typologiques observés dans nos échantillons (décrits plus loin pour chacun d'eux) sont assez voisins, sauf pour le granite de Pouzauges. Les typologies ne correspondent pas toujours aux types pétrographiques et géochimiques observés. On remarquera une dominance des associations de type monzogranitique et l'existence de populations hybrides, cas de CHA105, qui suggèrent une évolution magmatique complexe de la plupart des magmas.

Préparation des zircons

Après séparation par les méthodes classiques (liqueurs denses et séparation magnétique), la préparation sous binoculaire de fractions morphologiques, basées sur la typologie induit un biais différent de celui des fractions basées uniquement sur la granulométrie ou/et le magnétisme. Il s'en suit, pour de nombreux échantillons, que le degré de discordance n'est plus directement fonction de la taille ou du magnétisme. Dans le cas fréquent de populations hétérogènes de zircons, il est nécessaire de faire intervenir, dans la discussion des résultats, outre les caractéristiques isotopiques, la signification de chaque type de zircon dans l'histoire de la roche. Cependant, dans le cas général, le petit nombre de grains de zir-

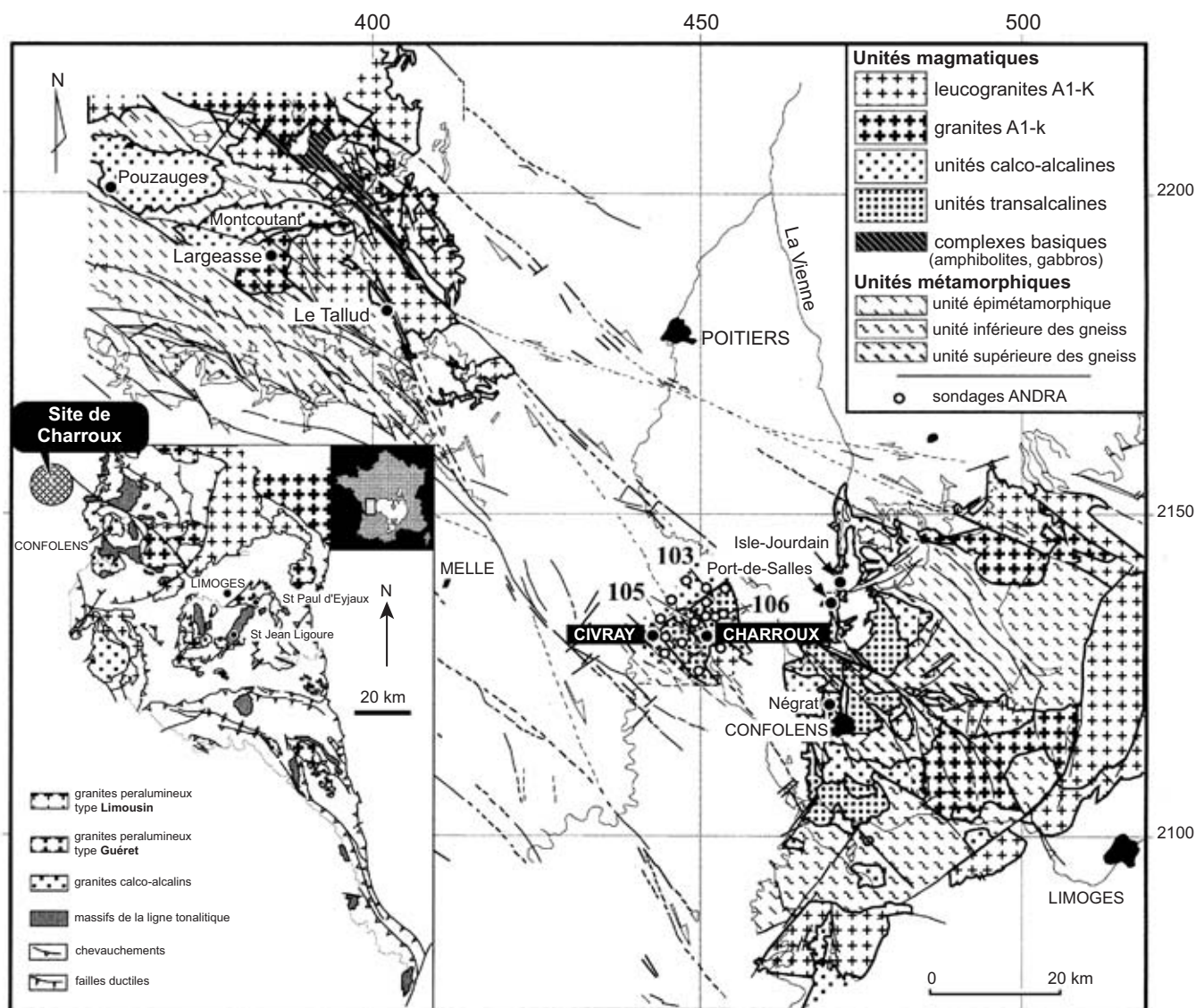


Fig. 1.- Situation géologique du massif de Charroux-Civray entre le Massif central et le Massif armoricain. Localisation des échantillons analysés : échantillons des sondages ANDRA CHA103, CHA105 et CHA106 dans le massif de Charroux-Civray ; échantillons de surface dans le Confolentais (Isle Jourdain, Port de Salles et Négrat) et en Vendée (massif de Pouzauges).

Fig. 1.- Geological setting of the Charroux-Civray massifs between the Massif Central and the Armorican Massif, showing the location of the analysed samples: subsurface samples from ANDRA boreholes CHA 103, CHA 105 and CHA 106 in the Charroux-Civray area; surface samples from Confolentais (Isle Jourdain, Port de Salles, Négrat) and Vendée (Pouzauges).

cons observables dans une lame mince ne permet pas d'interprétation d'après leurs relations *in situ*. Les fractions les moins magnétiques ont été systématiquement privilégiées afin d'obtenir des points les plus concordants possibles. Les zircons ont été analysés au MEB pour tenter d'identifier et d'interpréter leurs structures internes (fig. 3). Les grains sélectionnés pour l'analyse au MEB étant ceux qui peuvent fournir le maximum de renseignements sur l'histoire des zircons ne sont donc pas directement représentatifs des fractions analysées pour lesquelles les meilleurs grains, les plus

simples et les plus limpides, ont toujours été utilisés.

Technique conventionnelle

Les données isotopiques ont été obtenues par la méthode U-Pb sur zircon en s'inspirant des techniques utilisées pour l'étude de très petites fractions (voir revue dans Heaman et Parrish, 1991). Des lots homogènes de 30 à 50 grains (toujours inférieurs au milligramme) ont été sélectionnés en fonction de leur granulométrie, de leur magnétisme et de

leurs caractéristiques morphologiques. Certaines de ces fractions ont été abrasées à l'air pour éliminer les zones corticales altérées et les grains microfracturés afin d'obtenir des points concordants (Krogh, 1982).

Pour la préparation chimique, la procédure suivante a été utilisée :

- lavage des zircons à HNO_3 3N dilué,
- digestion en microcapsules Teflon et bombes Parr (HF concentré et HNO_3) à 240°C (Parrish, 1987),

	Pétrographie	Structure	Zircon : morphologie	Zircon: typologie	M E B	U (zircon)	*Pb
CHA 103	Tonalite Q, Pl, Hnb, Bi, FK	Recristallisation partielle	Incolores à rosés Automorphes à sub-auto. Quelques grains arrondis Peu d'inclusions	S2, 3, 7, 13, 14 Quelques S1, 11, 16, 19	Très zonés Cœurs observables Texture nébuleuse des cœurs	170-500	10 à 34
CHA 103 MG2	Diorite quartzique (Q), Pl, Bi, Hnb	Veines à gros grain	Subauto. à xénomorphes Incolores à rougeâtres Riches en inclusions	S4, 8 en majorité	Recristallisation en taches, recoupant la zonation primaire Inclusions riches U +Th	700-1300 A = 3640	43-80 A = 213
Isle Jourdain A77-95	Diorite quartzique leucocrate Q, Pl, Bi, Hnb	Foliation affleurement Texture granoblastique	Automorphes à subauto. Incolores Cœurs observables	S2, S7, Affinité crustale	Régulièrement zonés Cœurs nébulitiques recristallisés	252-366	15-22
CHA 105	Granodiorite à biotite Q, FK, Pl, Bi	Texture monzonitique	Bruns à rougeâtres Souvent métamictes	2 types: Zr I, S1, S17, limpides et automorphes Zr II, S4 à G1, surcroissances	Zr I: homogène à zonation diffuse, peu d'inclusions parfois inclus dans ZrII Zr II, cœurs avec inclusions U et Th, struct. spongieuse	1800-2200	60-120
CHA 106	Granite monzonitique Subalcalin Q, FK, Pl, Hnb, Bi	Déformation post-cristalline	Automorphes Blancs à rosés Souvent métamictes	Population homogène S3, 4, 8, 13 dominants	Zonation fine et régulière Nombreuses inclusions (apatite) Quelques cœurs arrondis	1600-2100	73-109
Port de Salles A64-95	Monzogranite Q, FK, Pl, Hnb, Chl	Très gros grain	Automorphes, roses à bruns Souvent métamictes et corrodés	S3, 4, 20, 24, G1, P1 (Zr tardi-magmatiques)	Zonation bien marquée, régulière. Inclusions de Biotite et apatite. Cœurs arrondis nébuleux.	1250-1928	74-106
Négrat B66-95	Granodiorite Q, Pl, Bi (Chl), (FK)	Foliation localement proto-mylonitique Linéation	Bruns, fragmentés et fracturés. Souvent arrondis	S13, 19, 24	Pas de zonation Zones nébulitiques Recristallisation ?	473-1130	27-62
Pouzauges JMB95-75	Monzogranite Q, Bi, Pl, FK	Très recristallisé	Toujours automorphes Limpides Pas de cœurs	S19, 20, 24, 25; J4, 5 Zircons de haute température	Zonation fine et oscillatoire Nombreuses inclusions Souvent polyminéales	196-462	16-40

Tabl. 1.- Caractéristiques pétrographiques des échantillons et structure des zircons étudiés.

Table 1.- Petrographic characteristics of the samples and structure of the studied zircons.

- reprise en HCl 3N en bombe à 180°C.

Deux aliquotes ont été séparées, l'une d'elles additionnée d'un traceur mixte ^{235}U - ^{208}Pb et éluées séparément sur résine anionique en milieu chlorhydrique (Krogh, 1973). Les blancs de plomb, mesurés pour les capsules de digestion vides et contrôlés lors de l'attaque de chaque série de sept fractions, ont varié pendant cette étude de 27 pg à 80 pg. Les deux aliquotes de Pb et d'U ont été analysées séparément sur un spectromètre de masse Cameca TSN 206 (filament de rhénium, silicagel et acide phosphorique, U étant analysé sous la forme de UO_2 sur filament de tungstène). Le calcul des marges d'erreurs, toujours données à 2σ , tient compte des incertitudes sur les rapports mesurés - plomb commun, blanc et correction selon Stacey et Kramers (1975), plomb et uranium des échantillons - et de la discrimination de masse évaluée en analysant régulièrement un standard (NBS 983).

Le programme Isoplot de Ludwig (1999) a été utilisé pour calculer les droites de régression.

Analyses à la sonde ionique SHRIMP

Les grains de zircon (environ 50 grains) ont été montés dans une résine limpide, ultrasonnée pour éviter toute bulle d'air et polis de manière à exposer des demi-grains à la surface. Deux cartes de ce montage ont été préparées. La première, en lumière réfléchie, est destinée à repérer les grains à la sonde. La seconde, en lumière transmise, met en évidence les inclusions et certaines structures internes des grains ; elle a permis de guider le choix des grains ou des parties de grains à analyser (fig. 4). En effet, les nombreuses photos MEB réalisées sur d'autres grains de zircon lors des analyses conventionnelles avaient permis d'acquérir une bonne connaissance des structures internes de ces zircons.

Les procédures analytiques et les caractéristiques du standard utilisé pour la SHRIMP II de Perth ont été résumées par Kennedy et de Laeter (1994) et par Pidgeon *et al.* (1994) et décrites en détail par Nelson (1997). L'âge du standard,

déterminé par plusieurs analyses conventionnelles, est de 564 Ma avec une concentration en U de 530-560 ppm. Les erreurs indiquées dans le tableau et les figures sont données à $\pm 1\sigma$ mais les âges sont donnés à 95 % de confiance. Les erreurs sur Th et U sont de l'ordre de 20 %, basées sur des analyses répétées du standard. O_2^- est utilisé pour le faisceau primaire. Les données brutes obtenues pour chaque point analysé ont été réduites en utilisant le programme PRAWN (développé à l'ANU, Canberra). Les calculs de concentration et de rapports isotopiques ont été effectués avec WALLEAD (variante du programme LLEAD de l'ANU). Les dessins des courbes et les calculs statistiques des âges ont été réalisés avec PLONK et APPLELOT (Nemchin *et al.*, 1994). La correction de Pb commun est faite habituellement à partir du ^{204}Pb (rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - Compston *et al.*, 1984). Le Pb commun de Broken Hill a été utilisé pour la correction du Pb commun analytique. Dans le cadre de ce travail, pendant lequel plusieurs échantillons d'âge phané-

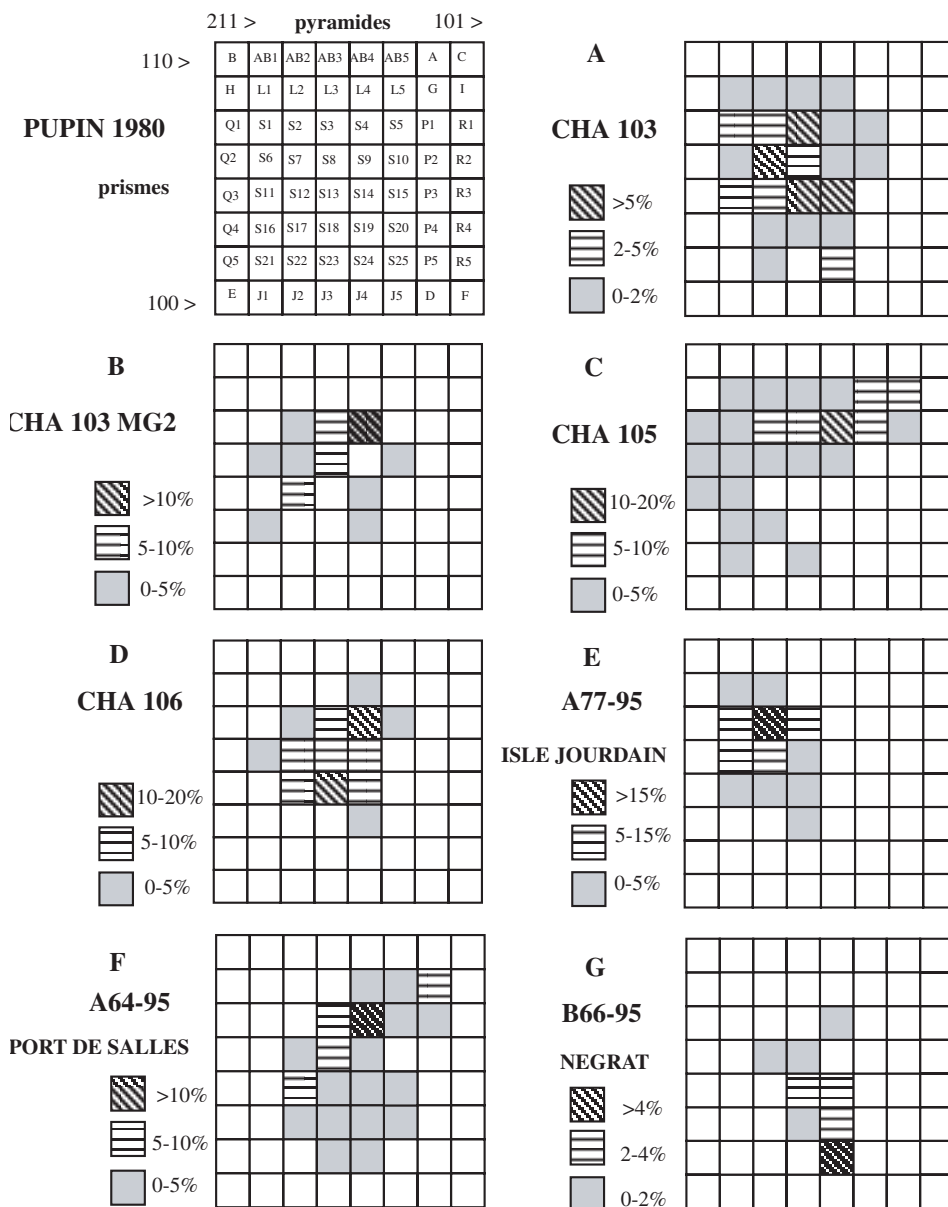


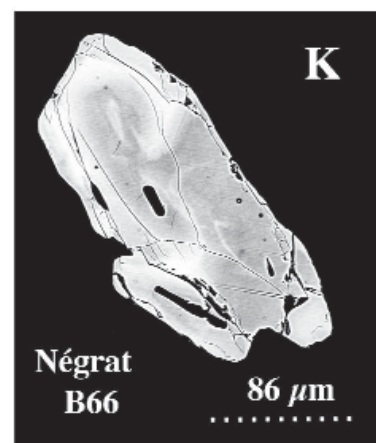
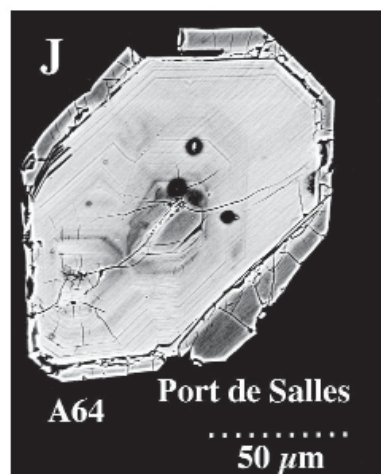
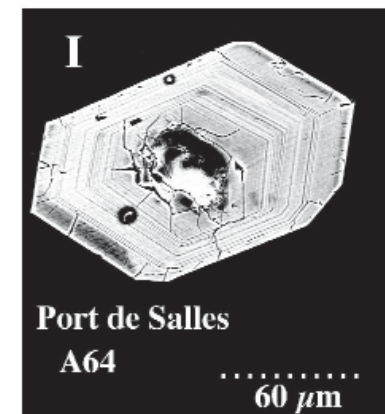
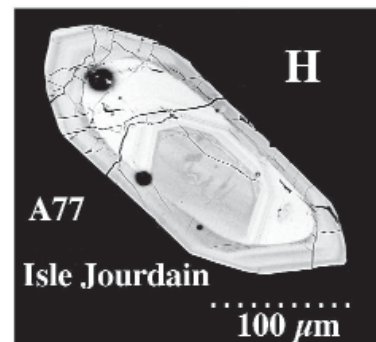
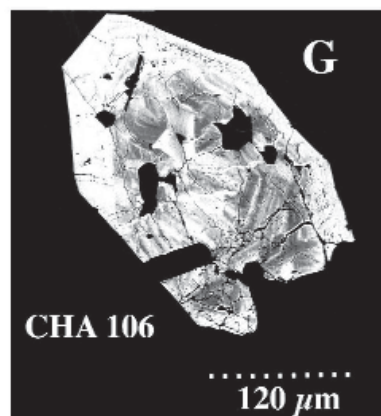
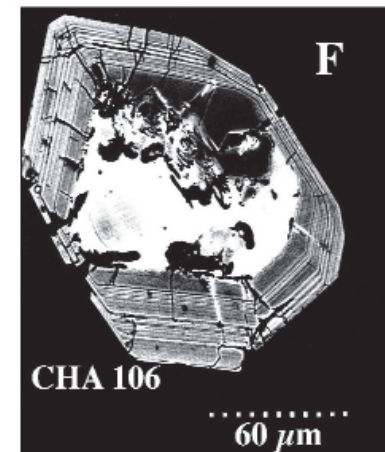
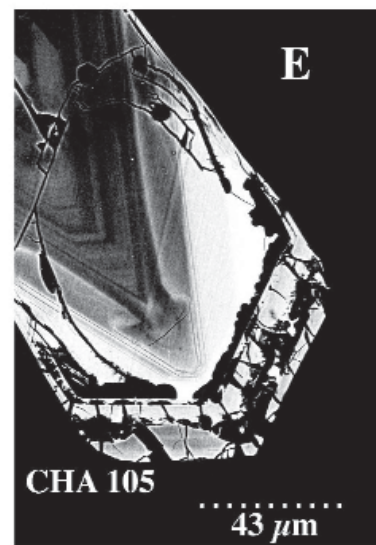
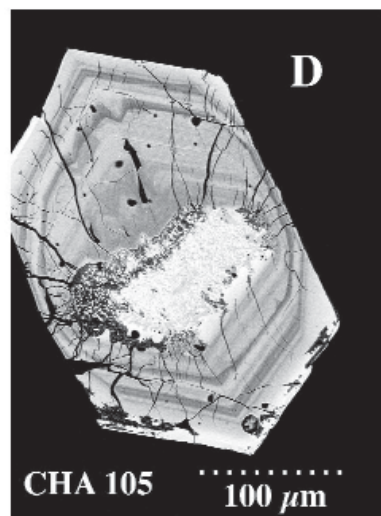
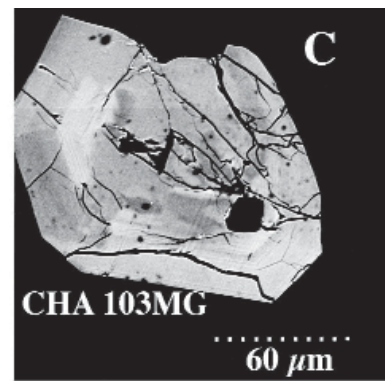
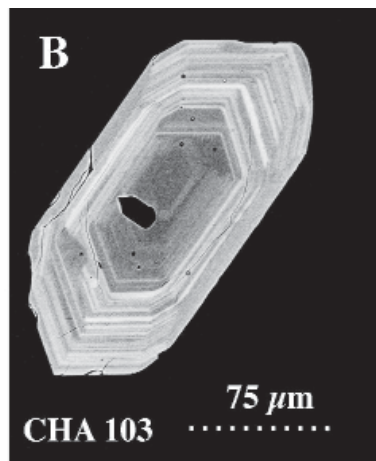
Fig. 2.- Typologie des zircons (Pupin 1980). (A) CHA103 : population de type calco-alcalin, avec une prédominance des types S intermédiaires, indiquant une origine mixte crustale et, en faible proportion, mantellique. (B) CHA103 MG2 : population hétérogène, à tendance bimodale où des types presque alcalins sont associés à un pôle calco-alcalin peu différent du CHA103. (C) CHA105 : typologie de granodiorite calco-alcaline. La présence de types plus aluminieux pourrait indiquer une histoire magmatique plus longue, avec peut-être une contamination crustale. (D) CHA106 : population homogène, qui se place dans le champ des monzonites. (E) A 77-95 - Isle Jourdain : typologie très homogène, de type nettement crustal, typique de monzogranites. (F) A 64-95 Port-de-Salles : typologie calco-alcaline avec une nette tendance potassique. Les types G1 et P1 (en haut et à droite du diagramme) sont caractéristiques de zircons tardi-magmatiques. (G) B 66-95 Négrat : population très homogène, caractéristique de tonalites calco-alcalines, avec une dominante de types de haute température.

Fig. 2.- Zircon typology according to Pupin (1980). (A) CHA 103: calc-alkaline population dominated by intermediate S types of crustal origin with a slight mixing of mantle. (B) CHA 103 MG2: heterogeneous population with a bimodal tendency where almost alkaline zircon types are associated with calc-alkaline types similar to CHA 103. (C) CHA 105: calc-alkaline granodiorite typology; the presence of more aluminous zircon suggests crustal contamination during a longer magmatic evolution. (D) CHA 106: homogeneous population grouped in the monzonite field. (E) A 77-95 - Isle Jourdain: very homogeneous typology of crust-derived monzonites. (F) A 64-95 - Port de Salles: K-rich calc-alkaline typology; G1 and P1 types (top-right of the diagram) are typical of late-magmatic zircons. (G) B 66-95 - Négrat: very homogeneous calc-alkaline tonalite typology with dominant high-temperature types.

rozoïque ont été analysés, les trois types de correction du Pb commun (204, 207, 208) ont été testés. Dans tous les cas, les âges R8 varient peu et sont toujours voisins de l'âge calculé sans correction de Pb com-

mun. Cependant, la correction ^{208}Pb donne des coefficients f_{206} négatifs tandis que la correction ^{207}Pb fournit des points situés au-dessus de la Concordia (sur correction de Pb commun). Pour ces raisons,

nous avons adopté la correction ^{204}Pb . De plus, il faut souligner que le mode de calibrage initial de la sonde utilisée à Perth permet de bien positionner le pic 204, les valeurs étant ensuite systématiquement



vérifiées lors des analyses du standard. En pratique, à Perth, les corrections séculaires de Pb commun (Cumming et Richards, 1975 ; Stacey et Kramers, 1975) ne sont utilisées que lorsque le nombre de coups enregistrés pour la masse 204 (diminué du bruit de fond) est plus grand que six fois le bruit de fond, ce qui n'a jamais été le cas lors de cette étude. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtenus sont généralement élevés. Les valeurs mesurées de ^{204}Pb sont en moyenne de 0,83 ppb (de 0 à 2,2 ppb) pour le standard et de 1,59 ppb (de 0,1 à 8,1) pour les zircons.

Contrairement à l'usage habituel pour les âges archéens à protérozoïques, les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ne sont pas utilisables pour les âges phanérozoïques et l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est préféré (voir discussion détaillée du problème in Claeu-Long *et al.* (1995)). Le calcul statistique des âges, à 95 % de confiance, est justifié, à condition que les points analytiques soient concordants et bien groupés, par le fait que pour les âges jeunes, c'est le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ qui est le plus précis.

Dans le cadre de cette étude, la moyenne des mesures du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ du standard Cz3 a fourni $0,0590 \pm 0,0006$ - la valeur donnée par Nelson (1997) est de 0,05892. Lors de la « réduction » des données mesurées (corrélation avec le standard), on suppose que le biais analytique est le même pour le standard et pour le zircon analysé. Pratiquement, un standard est analysé après toutes les deux ou trois mesures sur zircon. La réduction consiste à contrôler et éventuellement corriger le biais en uti-

lisant la corrélation entre les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{238}\text{U}^{16}\text{O}^{+}/^{238}\text{U}^{+}$ qui donne en logarithme une droite de pente peu différente de 2. Sachant que le $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du standard est de 0,0914, il est donc possible de connaître le $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du zircon à partir de la différence entre le $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ observé et celui mesuré pour le standard à une valeur identique de $\text{UO}^{+}/\text{U}^{+}$.

Le traitement statistique des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ n'est bien entendu valable que pour des points concordants ou subconcordants dont on a pu montrer qu'ils appartenaient à la même « famille » de zircons. Pour cela, les deux outils utilisables sont :

1) le diagramme LnPb/U vs LnUO/U utilisé pour le calibrage du standard et la réduction des données ; les points qui relèvent d'un traitement statistique sont alignés sur une droite de pente parallèle à celle du standard ;

2) le diagramme Tera-Wasserburg (1974) qui permet, à partir des données réduites mais non corrigées par rapport au Pb commun, de distinguer les points analytiques qui suivent une évolution normale du Pb commun crustal de ceux où héritage et/ou perte de plomb récente sont dominants.

Tonalites et diorites

Tonalite du sondage CHA103 -
CHA02200-01/02 - Profondeur : 364,00 à

367,97 m

L'échantillon analysé (CHA103) est une tonalite orientée à quartz, plagioclase séricitisé (An25-30), hornblende souvent à symplectites de quartz, parfois altérée en épidote, biotite, reliques de clinopyroxène et feldspath potassique en faible quantité (structure monzonitique, grandes plages incluant les autres minéraux). Les principaux minéraux accessoires sont : magnétite, apatite et zircon.

Les zircons de cet échantillon sont incolores à rosés, limpides et ne présentent que très peu d'inclusions. Il n'y a pratiquement pas de grains métamictes. Les grains sont en général sub-automorphes à automorphes, mais on observe aussi des grains arrondis. La surface des grains est généralement irrégulière, comme tavelée ; seuls quelques grains de petite taille présentent des faces lisses. La typologie montre que les zircons sont répartis en grande majorité dans les types S7, S14, S13, S3 et S2, avec quelques grains S1, S11, S16, S19, S24 (fig. 2A). Une telle répartition est comparable à celle des granites calco-alcalins (Pupin, 1980), en conformité avec les données géochimiques (Cuney *et al.*, 1999). On notera que les zircons les plus gros (entre 200 et 400 microns), se situent exclusivement dans les types S1, S2, S6, S7. Au MEB, les zircons apparaissent finement zonés et montrent parfois des cœurs. Ces cœurs sont zonés régulièrement, arrondis et entourés d'une enveloppe homogène, plus sombre et sub-automorphe. Les cœurs peuvent être recristallisés et présentent

Fig. 3 - Images MEB (électrons rétrodiffusés) de quelques zircons des échantillons analysés. CHA103 - (A) Trois grains montrant des cœurs ovoïdes zonés, une zonation magmatique perturbée et une surcroissance discordante à bords arrondis, localement corrodés. (B) zircon zoné dont la partie centrale discordante a une composition différente. CHA103 MG2 - (C) Zircon très fracturé à faces courbes, avec zonation peu marquée, probablement effacée par la recristallisation en taches. CHA105 - (D) Zircon à cœur riche en urano-thorite : zones blanches métamictes, envahies par de l'uranothorite ; zones gris clair, zircon hydraté enrichi en Th et U ; zones sombres, zircon très hydraté (traces de Ca et Fe?). (E) Zircon de type "alumineux" (S11) avec une surcroissance de type "alcalin" (S4) spongieuse. CHA106 - (F) Zircon dont la zone centrale est métamictique avec présence d'uranothorite. (G) Zircon en cours de recristallisation au centre, texture nébuleuse. Isle Jourdain (A77-95) - (H) Zircon zoné subautomorphe à enveloppe externe plus sombre et cœur discordant. Port de Salles (A64-95) - (I) Zircon automorphe finement zoné avec partie centrale métamictique. (J) Zircon zoné à cœur double et discordance de l'enveloppe externe (cristallisation tardive-magmatique), métamictisation à la limite des zones. Négrat (B66-95) - (K) Zircon xénomorphe complexe, avec inclusions d'apatite et structure nébulitique. Pouzauges (JMB 95-75) - (L) Deux grains automorphes, de typologie alcaline, le grain inférieur comporte un cœur.

Fig. 3.- SEM images (back-scattered electron mode) of some zircons from the analysed samples. CHA 103 - (A) Three zircon grains showing oblate cores, disturbed magmatic zoning and a locally corroded, discordant overgrowth. (B) Zoned zircon with a discordant centre of different composition. CHA 103 MG2 - (C) Highly fractured grain with curved faces; the faint zoning is probably due to a patchy recrystallization. CHA 105 - (D) Zircon core with uranothorite: white metamict zones with uranothorite; pale-grey zones, hydrated zircon enriched in U and Th; dark zones, extremely hydrated zircon (with traces of Ca and Fe). (E) Zircon grain of the aluminous type (S11) with a spongy alkaline (S4) overgrowth. CHA 106 - (F) Zircon grain with a central metamict zone containing uranothorite. (G) Incipient recrystallization of the central part of the grain with a nebulitic texture. Isle Jourdain (A 77-95) - (H) Zoned subhedral zircon with a darker outer zone and a discordant core. Port de Salles (A 64-95) - (I) Finely zoned euhedral grain with a metamict centre. (J) Zoned zircon grain showing a double core and a discordant outer zone (late magmatic crystallization, metamictization between the two zones. Négrat (B66-95) - (K) Complex anhedral zircon with a nebulitic texture and apatite inclusions. Pouzauges (JMB 95-75) - (L) Two euhedral grains of alkaline typology, the lower grain shows a core.

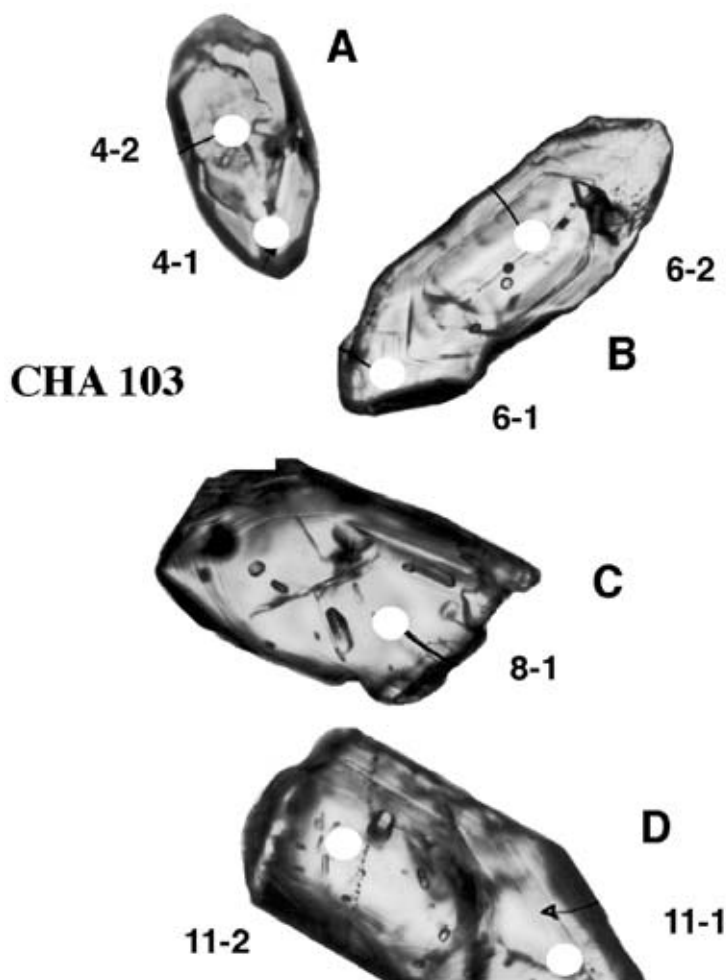


Fig. 4.- Caractéristiques de zircons analysés à la SHRIMP (Lumière transmise). A (Ch4) : grain subautomorphe montrant un cœur hérité daté à 2000 Ma. B (Ch6) : Noter, outre la partie centrale bien individualisée, la présence de surcroissances locales. C (Ch8) : Domaine central limpide (sauf inclusions) et zonation très nette, recoupé par les faces cristallines finales. D (Ch11) : Cœur apparent avec zonation bien développé dans la pointe.

Fig. 4.- Characteristic features of the SHRIMP dated zircons (transmitted light). A (Ch4): subhedral grain showing an inherited core dated at 2000 Ma. B (Ch6): a well-defined central zone and local overgrowths. C (Ch8): clear central domain (except for inclusions) and regular zoning at an angle to crystal faces. D (Ch11): obvious core and well-developed regular zoning, especially near the tip of the grain.

alors des textures « nébuleuses » caractéristiques ("patchy zoning", Pidgeon, 1992). On observe de rares inclusions d'apatite et de plagioclase.

Six fractions de zircons ont été sélectionnées. Les fractions diamagnétiques n'ont pas été abrasées, de même que la fraction <75 μm . Lors du tri des fractions sous la binoculaire, on n'a retenu que les grains automorphes et éliminé les grains arrondis pour minimiser la part d'une éventuelle composante héritée. Il n'apparaît pas de corrélations évidentes entre le degré de discordance, la granulométrie des fractions, la susceptibilité magnétique ou les concentrations en Pb. Seule

la concentration en U semble augmenter vers les granulométries les plus fines (de 166 à 569 ppm). L'abrasion ne joue pas de rôle important puisque les deux fractions abrasées sont situées aux deux extrémités de l'alignement.

Placés dans un diagramme Concordia (fig. 5A et B), les points s'alignent selon une droite d'intercept supérieur à 360 ± 3 Ma (MSWD = 0,87 et probabilité d'alignement de 0,48), mais avec un intercept inférieur très négatif (- 778 Ma). Malgré la qualité excellente de l'alignement, l'intercept supérieur n'a pas de signification géologique car l'intercept inférieur très négatif ne répond pas aux modèles clas-

siques de perte continue ou épisodique en plomb (Wetherill, 1956). Bien que les grains arrondis n'aient pas été retenus lors du tri des fractions, l'intercept inférieur négatif suggère l'existence d'une composante de Pb héritée superposée à de fortes pertes de plomb radiogénique. L'état de surface irrégulier des grains de zircons peut être une indication de phénomènes tardi-magmatiques, ou de corrosions associées à des circulations de fluides hydrothermaux. Ainsi, l'alignement observé est donc fortuit. L'âge obtenu par intercept supérieur n'est donc qu'une indication d'âge maximum pour la mise en place d'un magma à forte composante héritée.

Compte tenu de l'importance de cet échantillon pour la datation de la LTL, deux tests complémentaires ont été effectués afin de préciser son âge. Le premier test a consisté à sélectionner, dans le sondage CHA103, un faciès plus basique susceptible de représenter un terme plus primitif de l'association magmatique (diorite MG2).

Echantillon CHA103 MG2 - CHA01973 - Profondeur: 200,50-200,92 m

L'échantillon MG2 est une diorite faiblement quartzique sombre à grain moyen, de texture équante et de granulométrie hétérogène car des bouffées pegmatoïdes à contour diffus parsèment la roche. En lame mince, de la biotite chloritisée apparaît parfois au cœur des hornblendes. Le plagioclase est une oligoclase-andésine zonée contenant de nombreuses aiguilles d'apatite et le quartz est intergranulaire. Zircon et apatite sont accessoires et de l'épidote secondaire est présente.

Les zircons de la diorite MG2 sont subautomorphes à xénomorphes, brunâtres et peu transparents, fracturés, souvent zonés et très riches en inclusions, mais sans cœur apparent. La répartition typologique des zircons de la diorite MG2 correspond principalement aux types S4-S8-S3, types normalement attribués à des monzogranites intrusifs (fig. 2B). Au MEB, ils apparaissent presque complètement recristallisés selon des taches claires surimposées masquant la zonation primaire. Ils montrent aussi des textures nébuleuses, avec localement des alignements d'inclusions de silicates de thorium et d'uranium parfois disposées le long d'anciennes zonations.

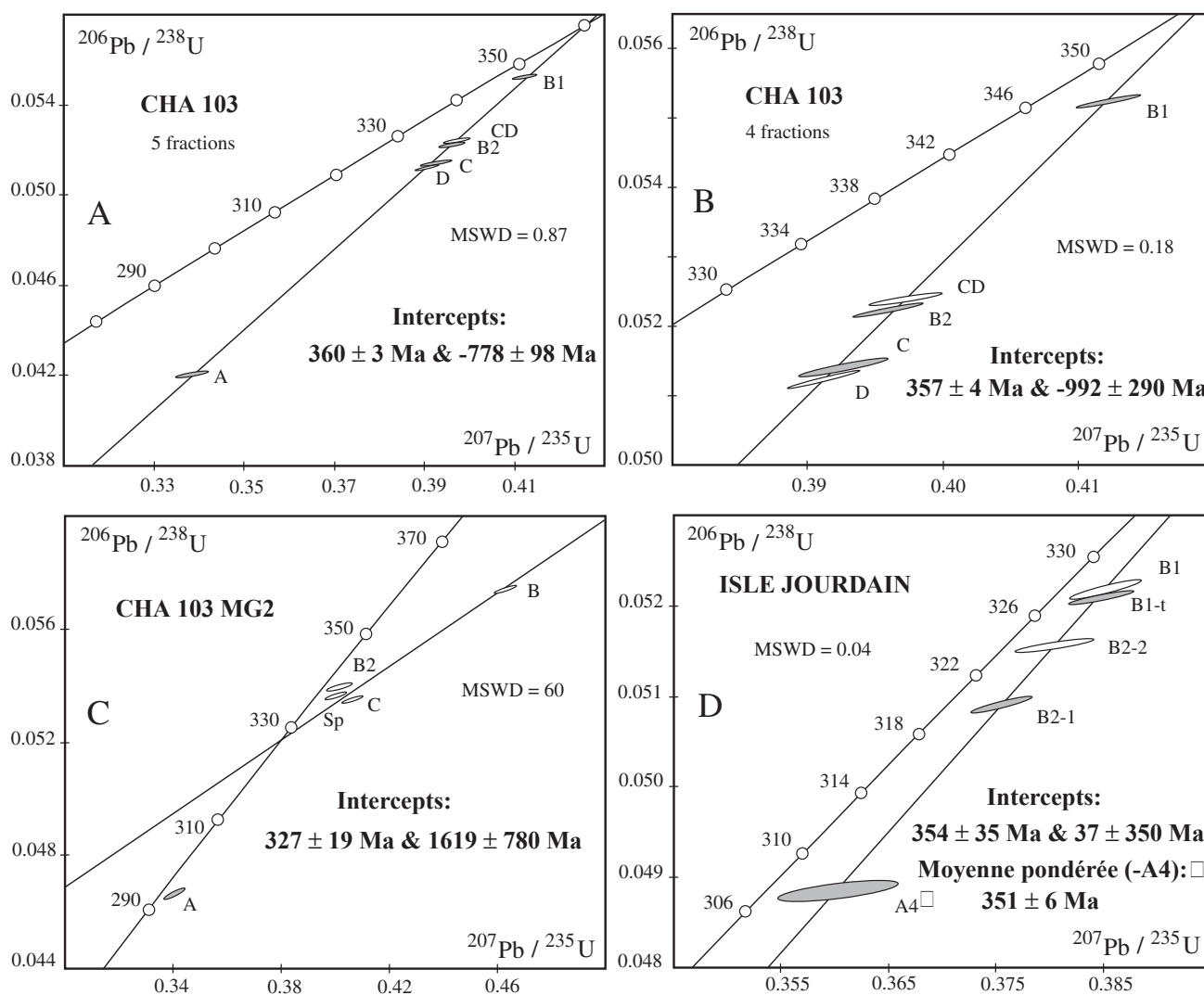


Fig. 5. - Diagrammes Concordia: sondages CHA103 (tonalite), CHA103 MG2 (diorite) et échantillon A 77-95 de l'Isle Jourdain. Les fractions abrasées sont en grisé.

Fig. 5. - Concordia diagrams: boreholes CHA 103 (tonalite) and CHA 103 MG2 (diorite) and sample A 77-95 (Isle Jourdain). Filled ellipses correspond to abraded fractions.

Quatre fractions de zircons de la diorite MG2 et une fraction de sphène ont été sélectionnées pour l'étude U-Pb (Pb et U du sphène ont été séparés en utilisant HBr et HNO_3). Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau 2. La fraction A est constituée de fragments de gros zircons, de teinte brune, partiellement métamictes alors que B2 regroupe des zircons automorphes, très allongés et limpides. B et C sont des fractions granulométriques de zircons sub-automorphes limpides ($B > 100 \mu\text{m}$, $C < 100 \mu\text{m}$). La fraction A montre des teneurs en U et Pb élevées, de 3640 ppm et 213 ppm respectivement, trois fois plus élevées en U que dans les

autres fractions. De telles teneurs en U confirment les observations au MEB d'inclusions uranifères et une origine différente (plus tardive ?) de ces zircons. La fraction B2, correspondant à des aiguilles limpides, probablement néoformées lors de la cristallisation du magma, renferme, quant à elle, 1312 ppm d'U et 80 ppm de Pb. Les deux autres fractions ont des teneurs assez proches, environ 700-800 ppm d'U et 40-47 ppm de Pb (tabl. 2).

Dans le diagramme Concordia (fig. 5C), les points sont très mal alignés ($\text{MSWD} = 60$) selon une discordia inverse avec un intercept inférieur à $327 \pm 19 \text{ Ma}$.

La fraction dont l'âge apparent est le plus jeune correspond aux gros zircons métamictes (A) très riches en U, logiquement les plus sensibles aux phénomènes de pertes en plomb du fait de la fragilité de leur réseau cristallin. Ces zircons pourraient aussi représenter une éventuelle recrystallisation tardive. Comme ce type de grains, de taille $> 200 \mu\text{m}$, n'a pas été observé en lame mince, il n'est pas exclu qu'il corresponde à des zircons associés aux bouffées pegmatoïdes. Nous estimons donc que l'alignement observé n'a probablement pas de signification géologique. Cependant, comme le sphène est presque confondu avec la fraction B2 (aiguilles automorphes),

		Magnétisme	Caractéristiques	Typologie	Poids mg	U ppm	pb ppm	206/204	206Pb*/238U 2s	207Pb*/235U 2s	207Pb*/206Pb* 2s	Cor x/y	Age R8	Age R5	Age 7/6
CHA103															
A	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, incol, limp	S11-S8-S1	0,42	392,8	21,1	1310	0,04205(0,28)	0,33832(0,80)	0,05836(0,53)	0,97	265,5±0,7	295,9±2,1	554±4
B1	Ab	Nm 3,5 A (0°)	Auto, incol-rose, limp	S1 à S9-S11 à S14	2,34	467,2	27,1	7431	0,05525(0,13)	0,41228(0,46)	0,05412(0,33)	0,99	346,7±0,4	350,5±1,4	378±3
B2	n ab,	Dm, 3,5A (-2°)	Auto, incol, limp	S2-S3-S4-S12-S13	0,91	482,5	28	2917	0,05223(0,15)	0,39598(0,52)	0,05499(0,37)	0,99	328,2±0,5	338,7±1,5	417±2
C	Ab,	Nm 3,5A (0°)	sub-Auto, Auto, incol-rose, limp	S8-S9-S13-S4-S5-L4	1,2	495,5	27,4	3218	0,05124(0,20)	0,39119(0,55)	0,05537(0,36)	0,99	322,1±0,6	335,2±1,6	432±3
D	n ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, incol, limp	Variée	0,82	569,3	33,8	2205	0,05140(0,21)	0,39261(0,68)	0,05539(0,49)	0,96	323,1±0,7	336,3±2,0	435±5
CD	n ab	Dm, 3,5A (-2°)	Auto, incol, limp	Variée	1,3	166,3	10,4	995	0,05239(0,14)	0,39729(0,55)	0,05500(0,41)	0,95	329,2±0,5	339,7±1,6	394±9
CHA103 MG2 -monzogabbro															
A (FR)	Ab	Nm 3A (1°)	Xéno, br, transl	nd	0,25	3639,7	212,8	222	0,04666 (0,33)	0,34077 (0,96)	0,05297(0,66)	0,93	294±0,9	297,8±2,5	328±18
B	n ab	Dm 3A (-2°)	sub-Auto, br, limp	S4-S2-S8	0,11	690,6	42,8	1397	0,05740 (0,20)	0,46239 (0,61)	0,06000(0,41)	0,96	359,8±0,7	385,9±2,0	546±9
B2	n ab	Dm 3A (-2°)	Aig, Auto, br, limp	S4-L4-L5	0,03	1312,1	79,9	837	0,05363 (0,19)	0,39992 (0,73)	0,05000(0,56)	0,99	336,2±0,6	341,6±2,1	374±12
C	n ab	Dm 3A (-2°)	sub-Auto, inc, limp	S4-L4	0,1	795,8	46,9	2488	0,05351 (0,18)	0,40615 (0,61)	0,05504(0,44)	0,94	336,1±0,6	346,1±1,8	414±10
Sphène	n ab		fragments		0,45	313	23,2	375	0,05395(0,24)	0,40139(0,94)	0,05000(0,75)	0,86	338,7±0,8	342,7±2,7	369±12
CHA105															
A	Ab	Nm 3,5A (+2°)	Auto, blic-or à br, transl	S1-S5-P1-P3-S12	0,09	2200,2	43,6	1401	0,01393(0,57)	0,10268(1,49)	0,05344(0,92)	0,99	89,2±0,5	99,2±1,4	346±21
B	Ab	Nm 3,5A (+2°)	Auto, blic à or, transl	S5-G1-P1	0,34	1941	118,8	1771	0,05111(0,31)	0,37664(0,66)	0,05345(0,35)	0,99	321,3±1	324,6±1,8	348±8
C	n ab	Nm 3,5A (+2°)	Auto, blic-incol, limp à transl	G1-S4-S5-S12 etc,	1,12	1947,5	91,2	3285	0,04524(0,18)	0,33387(0,51)	0,05352(0,33)	0,99	285,3±0,5	292,5±1,3	351±8
D	ab	Nm 3,5A (+2°)	Auto, blic à incol, limp à transl	G1-S4-S5 etc,	0,42	1815,4	60,3	3140	0,03032(0,22)	0,22302(0,59)	0,05335(0,37)	0,99	192,5±0,4	204,4±1,1	344±8
X1	n ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, incol, limp	S1-L1-S11-S16-S17	0,2	825,4	40	895	0,03687(0,60)	0,27186(1,11)	0,05348(0,52)	0,99	233,4±1,4	244,2±2,4	349±12
E	n ab	Nm 3,5A (+2°)	Auto, incol, limp	G1-S4-S5-L4	0,38	1878,3	94,2	1233	0,05244(0,14)	0,34689(0,52)	0,05335(0,33)	0,97	296,2±0,4	302,4±1,4	350±8
CHA106															
A	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, rose, transl	S19-S13-S15	0,4	1711,8	74,4	3344	0,03722(0,24)	0,27495(0,63)	0,05358(0,40)	0,99	235,6±0,6	246,6±1,4	354±9
B	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, blic-rose, transl à limp	S4-S5-S8-S9	1	1585	90	1994	0,05174(0,16)	0,38158(0,61)	0,05335(0,45)	0,97	325,2±0,5	328,2±1,7	349±10
B2	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, blic-beige, transl	S4-S5-S8	1,91	1979,2	106,9	933	0,05128(0,15)	0,37833(0,61)	0,05351(0,47)	0,96	322,4±0,5	325,8±1,7	351±11
C2	n ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, blic, transl à limp	S4-S8-S24-S17-G1	1,53	2091,9	108,8	961	0,04916(0,13)	0,36262(0,50)	0,05350(0,38)	0,96	309,4±0,4	314,2±1,4	350±8
AO1	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, blic-rose	nd	0,04	1632,1	79,4	1681	0,04653(1,03)	0,34378(2,27)	0,05359(1,24)	0,99	293,2±3	300±5,9	352±28
D	n ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, blic, transl	S13	0,38	1897,3	73	1639	0,03586(0,26)	0,26440(0,72)	0,05335(0,46)	0,99	227,1±0,6	238,2±1,5	349±10
A64-95 - PORT DE SALLES															
A	Ab	Nm 3A (2°)	Auto, sub-Auto, limp, ro	S4-S12-S13-S17	0,04	1249,8	73,8	827	0,05104(0,46)	0,40281(0,94)	0,05724(0,49)	0,99	320,9±1,4	343,7±2,7	501±10
A2	Ab	M 3A (2°)	Auto, sub-Auto, limp	S4-S7-S12-S13	0,23	1928,2	105,7	1769	0,04994(0,33)	0,3694(0,77)	0,05365(0,45)	0,97	314,2±1	319,2±2,1	356±10
B3	n ab	M 3A (2°)	Auto, limp, incol	S2-S4-S5-S12-S13	0,51	1812,7	97	1332	0,05032(0,11)	0,37209(0,53)	0,05363(0,42)	0,93	316,5±0,3	321,2±1,5	356±10
D	n ab	Nm 3A (2°)	Auto, limp, incol	S13-S17-S18-S19	0,35	1610,5	87,6	2656	0,05244(0,14)	0,38758(0,55)	0,05361(0,43)	0,93	329,5±0,5	332,6±1,6	354±8
AA77-95 - L'ISLE JOURDAIN															
A4	Ab	Dm 3A (2°)	Auto, sub-Auto, incol, limp	S3-S1	0,08	315,8	18,1	111	0,04885(0,19)	0,36036(1,26)	0,05351(1,13)	0,92	307,4±0,6	312,5±3,4	350±30
B1	n ab	Dm 3A (-2°)	Aig, Auto, incol, limp	L1-S1-S2	0,13	366,4	22,1	992	0,05218(0,16)	0,38499(0,67)	0,05352(0,53)	0,95	327,9±0,5	330,7±1,9	351±12
B1-t	Ab	Nm 3A (1°)	pointes, Auto, incol-or, limp	L1-S2	0,12	350,4	21	953	0,05210(0,10)	0,38471(0,63)	0,05356(0,53)	0,67	327,3±0,3	330,5±1,8	353±12
B2-1	Ab	Nm 3A (1°)	Auto, incol, limp	L1-S7-S12-S8-S1	0,22	326,8	18,7	1273	0,05090(0,14)	0,37542(0,59)	0,05349(0,46)	0,93	320±0,4	323,7±1,6	350±11
B2-2	n ab	Dm 3A (-2°)	Auto, inc, limp	L1-S1-S3-S2	0,11	252	15,1	334	0,05156(0,11)	0,38038(0,75)	0,05351(0,65)	0,91	324,1±0,3	327,3±2,1	350±16
B66-95 - NEGRAT															
A2	Ab	Nm 3,5A (0°)	Xéno, limp, incol	nd	0,66	472,8	27	2681	0,05255(0,14)	0,38763(0,55)	0,05349(0,43)	0,94	330,2±0,4	332,6±1,6	350±8
B	Ab	Nm 3,5A (0°)	Xéno, sub-Auto, inc-rose, limp	nd	0,48	661,8	37	352	0,05182(0,54)	0,38236(1,43)	0,05351(0,94)	0,98	325,7±1,7	328,8±4	351±21
B2	n ab	Nm 3,5A (0°)	sub-Auto, transl, incol	S14-S19	1,73	919,9	41,2	3783	0,04264(0,08)	0,31425(0,45)	0,05344(0,38)	0,94	269,2±0,2	277,5±1,1	348±8
C1	Ab	Nm 3,5A (0°)	sub-Auto, inc-rose, limp	S20-S24-S7-S12-S22	0,54	1034,2	56,6	3712	0,05117(2,56)	0,38481(5,37)	0,05454(3,09)	0,94	321,7±8	330,6±15,1	393±68
C2	Ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, inc, limp	S24-S17-S20	0,15	1078,3	56,7	1709	0,04916(0,42)	0,36204(0,89)	0,05341(0,49)	0,97	309,4±1,3	313,7±2,4	346±8
D	n ab	Nm 3,5A (0°)	Auto, inc, limp	S24-S19	0,54	1130,7	62,2	6793	0,05216(0,14)	0,38453(0,49)	0,05347(0,36)	0,94	327,8±0,4	330,4±1,4	349±8
JMB 95-75 - POUZAUQUES															
C1	n ab	Nm 3,5A (0°)	Aig, Auto, incol-jau	nd	0,11	196,2	16,0	224	0,07419(0,23)	0,58800(0,86)	0,05748(0,66)	0,91	461,4±1	469,6±3,2	510±14
C3	n ab	Nm 3,5A (0°)	prismes Auto incol-jau,	nd	0,17	218,7	20,1	526	0,08195(0,12)	0,83421(0,29)	0,07383(0,17)	0,93	507,8±0,6	615,9±1,3	1037±3
C4	n ab	Nm 3,5A (0°)	multif, Auto, incol, limp	nd	0,14	249,7	22,1	661	0,08231(0,15)	0,84699(0,60)	0,07463(0,47)	0,92	509,9±0,7	623±2,8	1059±9
D1	n ab	Nm 3,5A (0°)	multif, Auto, incol, limp	nd	0,02	461,8	39,3	242	0,0763(0,16)	0,67183(0,68)	0,06386(0,53)	0,96	474±0,7	521,8±2,8	737±12

Les labels des fractions analysées correspondent à la granulométrie sauf pour X1 qui est une fraction incluant plusieurs tailles de grains: A = >150 µm ; B = 150-100 µm ; C = 100-75 µm ; D 75-45 µm ; E = <45 µm.

Ab = fraction abrasée; n ab = non abrasée; Nm = non magnétique; Dm = diamagnétique; Auto = automorphe; sub-Auto = subautomorphe, Xéno, = xénomorphe, Aig, = zircons allongés, en aiguille.

incol, = incolore ; blic, = blanc ; or, = orange ; br = brun ; limp, = limpide ; transl, = translucide. La typologie utilisée est celle de Pupin (1980); la totalité des types est indiquée sur les figures.

Les erreurs en 2 sigma sont indiquées entre parenthèses; les erreurs sur les âges sont indiquées à 2 sigma; les erreurs sur les rapports sont indiqués en % . Le rapport 206/204 correspond à la mesure de l'isotope non spiké.

Les blancs de Pb moyens mesurés au cours des analyses sont entre 27 et 80 pg; les blancs d'U, considérés comme négligeables n'ont pas été mesurés.

Les rapports calculés ont été corrigés du blanc de Pb et de la discrimination de masse.

Pour les échantillons CHA 103 (A, B, B2, C, D), CHA 105 et CHA 106 (A, B, B2): spike mixte U/Pb: 208Pb = 2,31824 nM/g; 235U = 28,40307 nM/g

Pour les échantillons CHA103 (CD), CHA106 (C2, AO1, D), CHA 103 MG2, A64-95, A77-95 et B66-95 et Pouzauges: spike mixte U/Pb : 208Pb=1,14281 nM/g ; 235U=14,46941 nM/g.

Les rapports correspondants sont: 206Pb/204Pb = 18,44 (17); 207Pb/204Pb = 15,63 (12); 208Pb/204Pb = 38,58 (21).

Tabl. 2.- Résultats des analyses isotopiques (analyses conventionnelles).

Table 2.- Isotopic data (conventional analyses).

leurs âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 369 et 374 ± 12 Ma fournissent une indication de l'âge de mise en place de CHA103 MG2. Malgré l'absence apparente de cœurs, cet échantillon indique une composante héritée d'âge minimum protérozoïque.

Analyse à la sonde ionique de CHA103

Afin de réduire l'incertitude sur l'âge de mise en place de la tonalite CHA 103 (entre 327 Ma et 360 Ma), des analyses ponctuelles à la sonde ionique SHRIMP II

de Perth ont été réalisées. Compte tenu des observations précédentes faites au MEB, nous avons privilégié les impacts dans les zones de pointes de pyramide où la zonation magmatique primaire apparaît en général non ou peu perturbée, afin de déterminer précisément l'âge de la mise en

ÉCHANTILLON CHA 103								
ZIRCONS	POINTES ET DOMAINES ZONÉS		AGE	206/204	CENTRES DE GRAINS	AGE	206/204	MEB
1					CH1-1 pointe petit zircon limpide, clair, auto	350	2785	contact centre
2	CH2-1	pointe gros zircon limpide, clair, auto	360	23616	CH1-2 centre: coeur non visible	342	inf	centre zoné
3	CH3-1	pointe petit zircon très limpide, incol, auto	347	6173				centre
4 (= ZrA)	CH4-1	pointe zone zircon brun foncé, auto	354	4098				zoné
					CH4-2 coeur corrodé, xéno	2002	5848	centre nébulitique
5	CH5-1	pointe zircon moyen limpide, clair, auto	360	15625				zoné
6 (= ZrB)	CH6-1	pointe zonée zircon brun clair, auto	355	200000				zoné, fissure
					CH6-2 coeur arrondi, trouble	344	1151	coeur, fissure
7					CH7-1 coeur xéno zircon très brun	362	1862	centre
8 (= ZrC)					CH8-1 coeur arrondi, trouble, avec inclusions	359	4132	centre zoné
9	CH9-1	pointe gros zircon limpide brun clair, auto	351	16129				surcroissance
10					CH10-1 coeur brun trouble arrondi	361	5994	centre nébulitique
11 (= ZrD)	CH11-1	pointe zircon brun, zoné, auto	354	4831				zoné, fissure
					CH11-2 coeur arrondi, xéno, avec inclusions	361	40000	centre
12					CH12-1 pointe gros zircon brun clair limpide, auto	358	5814	centre nébulitique
13	CH13-1	pointe petit zircon clair, limpide, auto	362	4425				zoné
14					CH14-1 coeur xéno gros zircon brun clair auto	359	2785	centre, contact
15	CH15-1	coeur apparent arrondi zircon très brun	358	1541				zoné contact
					CH15-2 idem, zone de contact coté coeur	362	71428	zoné
16					CH16-1 coeur zircon très brun arrondi	347	3559	centre
17	CH17-1	pointe grand zircon auto, limpide et clair	355	8197				zoné
18					CH18-1 zircon très brun, arrondi, nb fractures	353	2958	centre

Tabl. 3.- Caractéristiques des zircons CHA103 analysés à la SHRIMP.

Table 3.- Main features of the CHA 103 zircons analysed with SHRIMP.

place. Cependant, des centres de grains ont été également analysés pour tester la présence d'un héritage éventuel qui pourrait expliquer l'intercept inférieur très négatif obtenu lors de l'analyse conventionnelle de fractions multigrains de zircon. Dans ce qui suit, le terme de « centre » est utilisé pour les parties centrales de grains qui ne présentent pas, au microscope optique ou au MEB, des caractéristiques évidentes de coeurs hérités. Les principales caractéristiques des points analysés et les données analytiques sont données dans les tableaux 3 et 4.

La droite d'étalonnage ($\ln \text{UO/U}$ vs $\ln \text{Pb/U}$) a été établie sur 10 analyses du standard. Elle fournit, pour le standard Cz3, une erreur de 1,55 % par rapport à la pente de la droite (erreur considérée comme correcte au-dessous de 3 %). Les rapports d'étalonnage établis pour l'échantillon étudié d'après cette droite d'étalonnage et utilisés pour la réduction des données analytiques brutes sont : $\text{ZrO/U} = 1,776$; $\text{UO/U} = 5,3069$; $\text{Pb/U} = 0,1566$. L'établissement de la droite d'étalonnage et le report des points zircons sur ce diagramme (fig. 6) montrent qu'à l'exception d'un point (Ch4-2 = âge de ca. 2000 Ma), toutes les analyses sont alignées sur une droite parallèle à celle du

standard. Elles correspondent donc bien à une 'famille', homogène du point de vue isotopique, justifiant le traitement statistique des données.

Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés sont tous très élevés. Seuls trois sont inférieurs 2000, mais supérieurs 1000 (Ch6-2, Ch7-1, Ch15-1). Ils correspondent tous à des centres de grains. Les concentrations en uranium sont deux fois plus élevées pour les pointes de pyramides que pour les centres de grains (moyennes respectives 448 et 224 ppm), mais certains coeurs, supposés d'après l'observation au microscope (Ch15), peuvent avoir des teneurs équivalentes à celles des pointes de pyramide ; la vérification au MEB a montré que le spot est localisé à la limite du domaine zoné.

Les boîtes d'erreur recoupent le plus souvent la Concordia à 1σ . De même, les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ sont très peu différents, dans les marges d'erreurs (voir tabl. 4). Les valeurs retenues sont les suivantes si on discrimine les pointes de pyramides et les centres de grains :

- groupe 1 = 10 pointes
Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 356 \pm 5 \text{ Ma}$ ($\chi^2 = 0.64$)

- groupe 2 = 11 centres
Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 355 \pm 6 \text{ Ma}$ ($\chi^2 = 1.73$)

- groupe 3 = 1 Coeur
Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 2002 \pm 29 \text{ Ma}$

Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1991 \pm 16 \text{ Ma}$

Le point Ch6-2, à bas rapport 206/204 a été négligé pour le calcul statistique ; sa position sur le diagramme Concordia est nettement séparée des autres points et située au-dessus de la courbe Concordia. Si pointes et centres de grains sont traités ensemble, l'âge R8 obtenu est de 355 ± 5 avec un χ^2 de 1,24.

La figure 7 montre que les pointes fournissent la meilleure estimation de l'âge de mise en place de la tonalite CHA103 à $356 \pm 5 \text{ Ma}$. Cependant, la plupart des centres de grain sont aussi concordants malgré des boîtes d'erreurs plus grandes, car ils sont moins riches en uranium. Sur le diagramme Tera-Wasserburg (fig. 8), les centres de grain sont nettement discordants et situés au-dessus des pointes selon une tendance évoquant l'évolution normale du Pb commun crustal. Cependant, par rapport à la discordia reliant pointes, centres de grains et le coeur à 2000 Ma, les centres sont situés systématiquement à droite de

ÉCHANTILLON CHA 103 - DONNÉES SHRIMP															
labels	U ppm	Th ppm	Th/U	Pb tot ppm	206/204	204Pb ppb	f 206 cor 204	207Pb*/206Pb* ± %	206Pb*/238U ± %	207Pb*/235U ± %	208Pb*/232Th ± %	Age R8 206/238 R/0	AgeR5 207/235	Age/76 207/206	AgePb/Th 208/232
Ch1-1	c	180	87	0.48	11	2785	1,1	0,0057	0.05196±4.9 0.05719±1.7	0.05585±1.6 17.802±0.05	0.40011±5.3 0.44292±2.44	350±5 352	342±16	284±113	329±15
Ch1-2	c	125	60	0.48	7	nd	nd	0.05692±9 0.05598±2.26	0.05446±1.6 18.381±0.05	0.42741±9.4 0.41992±2.9	0.01803±7.8	342±5 342	361±29	488±201	361±28
Ch2-1	z	548	241	0.44	33	26316	0,4	0,0006	0.05429±1.6 0.05484±0.99	0.05749±1.6 17.383±0.05	0.4304±2.4 0.43498±1.95	360±5 361	363±7	383±37	379±8
Ch3-1	z	353	196	0.55	21	6173	1,2	0,0026	0.05322±2.5 0.05559±1.3	0.05537±1.5 18.014±0.05	0.4063±3.1 0.42549±2.15	347±5 348	346±9	338±57	348±8
Ch4-1	z	409	116	0.28	23	4098	2,1	0,0039	0.05079±2.8 0.05434±1.22	0.05652±1.5 17.624±0.05	0.39581±3.4 0.42514±2.09	354±5 358	339±10	231±66	334±14
Ch4-2	c	161	62	0.38	63	5848	3,9	0,0027	0.12239±0.7 0.12468±0.5	0.36421±1.6 2.738±0.21	6.14638±1.8 6.27827±1.72	2002±27 2007	1997±16	1991±13	1980±43
Ch5-1	z	580	214	0.37	34	15625	0,8	0,001	0.05392±1.6 0.05486±1	0.05748±1.6 17.379±0.05	0.42736±2.4 0.43521±1.95	360±5 361	361±7	368±37	362±8
Ch6-1	z	603	203	0.34	34	200000	0,1	0,00008	0.05379±1.2 0.05386±0.99	0.05661±1.5 17.664±0.05	0.41981±2.1 0.42041±1.94	355±5 355	356±6	362±28	360±7
Ch6-2	c	191	123	0.64	12	1151	3,6	0,0141	0.04427±6.3 0.05718±1.69	0.05478±1.6 17.999±0.05	0.33435±6.7 0.43798±2.43	344±5 349	293±17	279±26	311±12
Ch7-1	c	133	53	0.4	8	1862	1,4	0,0086	0.05003±7.5 0.05786±1.99	0.05781±1.6 17.149±0.05	0.39877±7.9 0.46517±2.67	362±6 365	341±23	196±175	326±10
Ch8-1	c	318	190	0.6	20	4132	1,5	0,0039	0.05149±3.6 0.05501±1.32	0.05723±1.6 17.406±0.05	0.40627±4.1 0.43574±2.17	359±5 360	346±12	263±83	342±10
Ch9-1	z	523	207	0.4	30	16129	0,6	0,001	0.05282±2.1 0.05372±1.06	0.05602±1.5 17.832±0.05	0.40802±2.8 0.41539±1.99	351±5 352	347±8	321±48	345±9
Ch10-1	c	202	111	0.55	12	5994	0,8	0,0029	0.0512±5.3 0.05464±1.65	0.05766±1.6 17.292±0.05	0.4134±5.6 0.43570±2.41	361±6 362	351±17	285±120	363±15
Ch11-1	z	436	137	0.31	25	4831	1,7	0,0033	0.05131±2.1 0.05435±1.15	0.0564±1.6 17.672±0.05	0.39898±2.8 0.42406±2.05	354±5 355	341±8	255±49	348±10
Ch11-2	c	148	70	0.47	9	40000	0,1	0,0004	0.05657±4.2 0.05693±1.92	0.0576±1.6 17.354±0.05	0.44933±4.7 0.45234±2.62	361±5 361	377±15	475±93	369±15
Ch12-1	z	318	133	0.42	19	5814	1,2	0,0028	0.05237± 3 0.05488±1.36	0.05703±1.6 17.487±0.05	0.4118±3.6 0.43272±2.19	358±5 358	350±11	302±70	360±12
Ch13-1	z	484	136	0.28	28	4425	2,1	0,0036	0.05065±2.2 0.05395±1.09	0.05776±1.5 17.252±0.05	0.40338±2.8 0.43118±20.1	362±5 363	344±8	225±50	340±11
Ch14-1	c	122	51	0.42	7	2785	0,8	0,0057	0.05323±5.8 0.05845±2.04	0.05735±1.6 17.337±0.05	0.42091±6.2 0.46482±2.72	359±6 362	357±19	339±131	349±20
Ch15-1	z	621	204	0.33	37	1541	8,1	0,0123	0.05125±2.7 0.06084±0.91	0.05711±1.5 17.294±0.05	0.40362±3.3 0.48505±1.89	358±5 362	344±10	252±63	341±13
Ch15-2	c	347	164	0.47	21	71428	0,1	0,0002	0.05623±2.1 0.05643±1.27	0.05775±1.5 17.311±0.05	0.44775±2.8 0.44945±2.13	362±5 362	376±9	461±48	373±9
Ch16-1	c	139	58	0.41	8	3559	0,8	0,0045	0.05211±8.3 0.05620±2.11	0.05527±1.6 18.011±0.05	0.39713±8.7 0.43025±2.78	347±5 348	340±25	290±191	340±27
Ch17-1	z	498	166	0.33	28	8197	1,3	0,0019	0.05327±2.3 0.05504±1.11	0.05668±1.5 17.609±0.05	0.41628±3 0.43099±2.02	355±5 356	353±9	340±53	352±11
Ch18-1	c	188	81	0.43	11	2958	1,3	0,0054	0.0515±5.5 0.05643±1.78	0.05634±1.6 17.654±0.05	0.40007±5.9 0.44072±2.51	353±5 355	342±17	263±128	359±18

z = zoné; c = centré

206Pb/204Pb correspond à la valeur mesurée; moyenne 204Pb des standards = 0.83 ppb; moyenne 204Pb des zircons = 1.59 ppb

Les autres rapports sont calibrés/standard et corrigés par rapport au 204Pb/206Pb du Plomb de Broken Hill selon: f 204Pb = (204Pb/206Pb)mesuré/(204Pb/206Pb)commun

Les âges sont calculés d'après ces rapports

Pour les rapports Pb/U et Pb/Pb, la seconde ligne correspond aux rapports mesurés, calibrés par rapport au standard et sans correction de Pb

Tabl. 4.- Résultats des analyses isotopiques effectuées à la SHRIMP (échantillon CHA103).

Table 4.- SHRIMP isotopic data (sample CHA 103).

cette ligne (fig. 8). Cela suggère, dans le cas d'un héritage crustal (datant de 2000 Ma ?), qu'il y a eu aussi une faible perte préférentielle de plomb pour les centres. L'intercept inférieur (356 Ma), calculé sans le point hérité à 2000 Ma, est identique à l'âge adopté précédemment.

L'observation au MEB, en électrons rétrodiffusés, des grains analysés a montré que la distinction entre pointes et centres de grains est pertinente et correspond à des structures internes bien définies (fig. 9), parfois soulignées par une discordance. D'autres discordances peuvent exister aussi dans les domaines zonés des pointes. Elles indiquent une histoire tardi-magmatique que l'on n'est pas sûr de dater et qui correspond à la zone la plus externe, souvent plus sombre et moins automorphe. On note, dans certains cas, une corrosion des grains ou la présence de zones d'effacement de la zonation interprétée comme résultant d'une altération secondaire (Pidgeon, 1992). Cependant, le zircon Ch9, où le spot est localisé en bord de grain, dans un domaine qui pourrait être interprété comme une surcroissance, donne un âge semblable aux autres déterminations et suggère donc que cette histoire tardi-magmatique a été très courte. Les surcroissances, excroissances et corrosions observées à la périphérie de certains grains (fig. 9) sont probablement à mettre en relation avec la présence d'une fabrique tectonique dans la tonalite.

Diorite quartzifère leucocrate de l'Isle Jourdain

L'échantillon analysé a été prélevé sous le viaduc traversant la Vienne en aval du village. C'est une diorite quartzique leucocrate, orientée, riche en quartz et plagioclase acide. Des cristaux zonés sub-automorphes centimétriques de plagioclase (oligoclase à cœur nettement plus basique, relictuel, parfois associé à des microcristaux de hornblende) sont entourés par une matrice plus fine à quartz, oligoclase et myrméckite. La biotite, en petites lattes allongées, associée à de la chlorite, est souvent surimposée à la hornblende. Le sphène est abondant ainsi que l'apatite, le zircon et l'allanite. Le sphène est frangé d'une auréole de réaction à ilménite.

Les zircons de cet échantillon sont en général sub-automorphes et limpides. Quelques grains brunâtres ont également

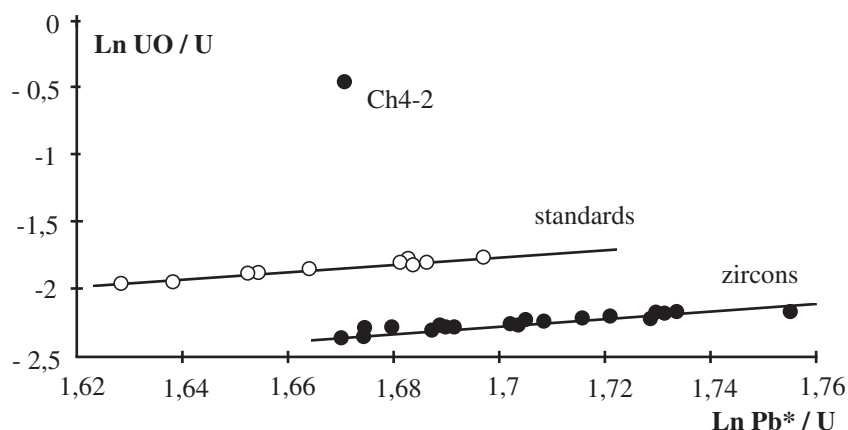


Fig. 6.- Diagramme de calibration du standard Cz3 utilisé à Perth.

Fig. 6.- Calibration diagram for the Cz3 standard used in Perth.

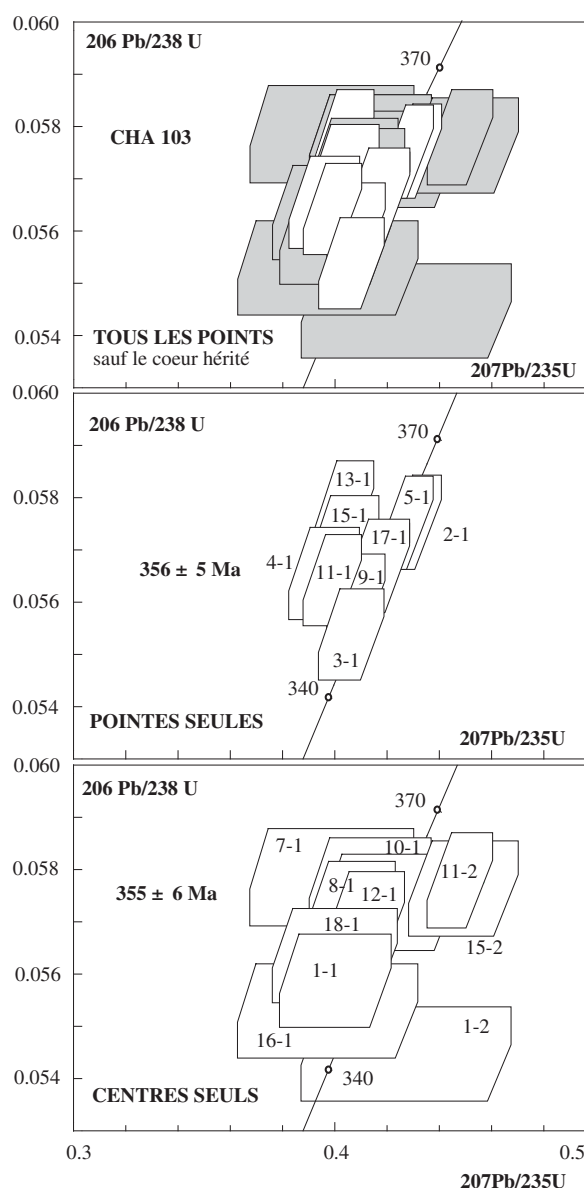


Fig. 7. - Diagramme Concordia pour les zircons du sondage CHA103 (analyses SHRIMP). Les centres de grain sont en grisé.

Fig. 7.- Concordia diagram of the CHA 103 SHRIMP data. Filled error boxes correspond to grain centres.

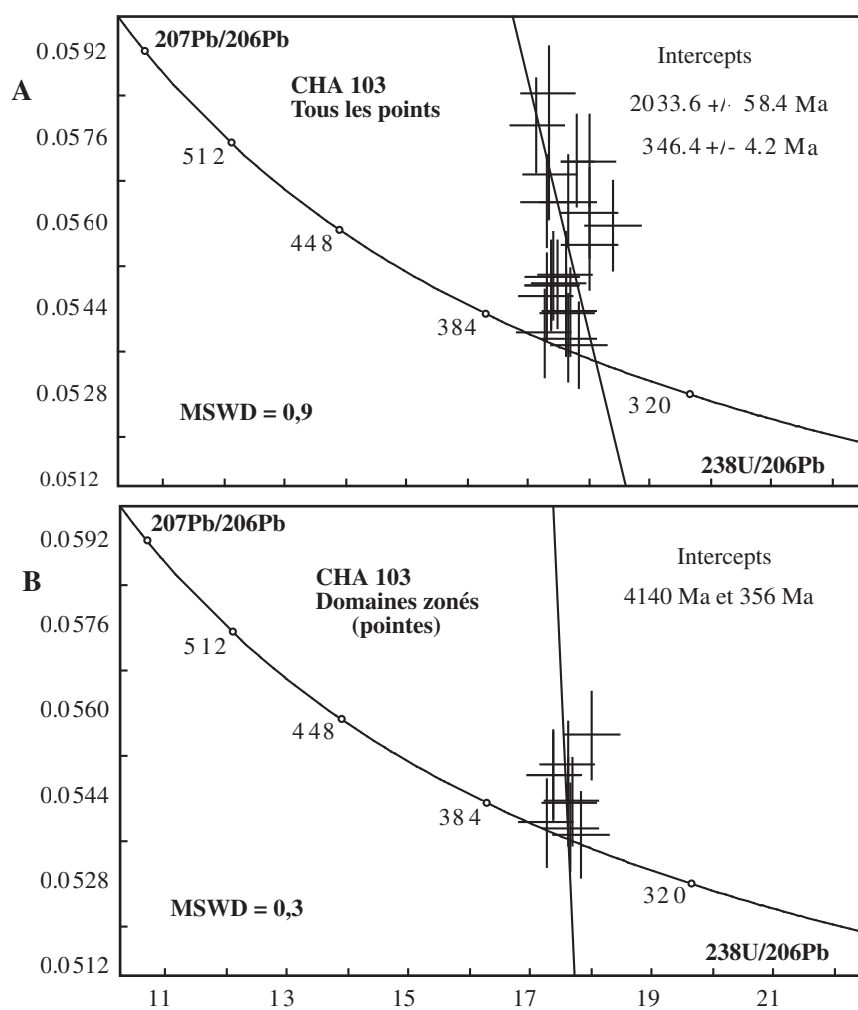


Fig. 8.- Diagrammes Tera-Wasserburg pour les zircons du sondage CHA103 (analyses SHRIMP).

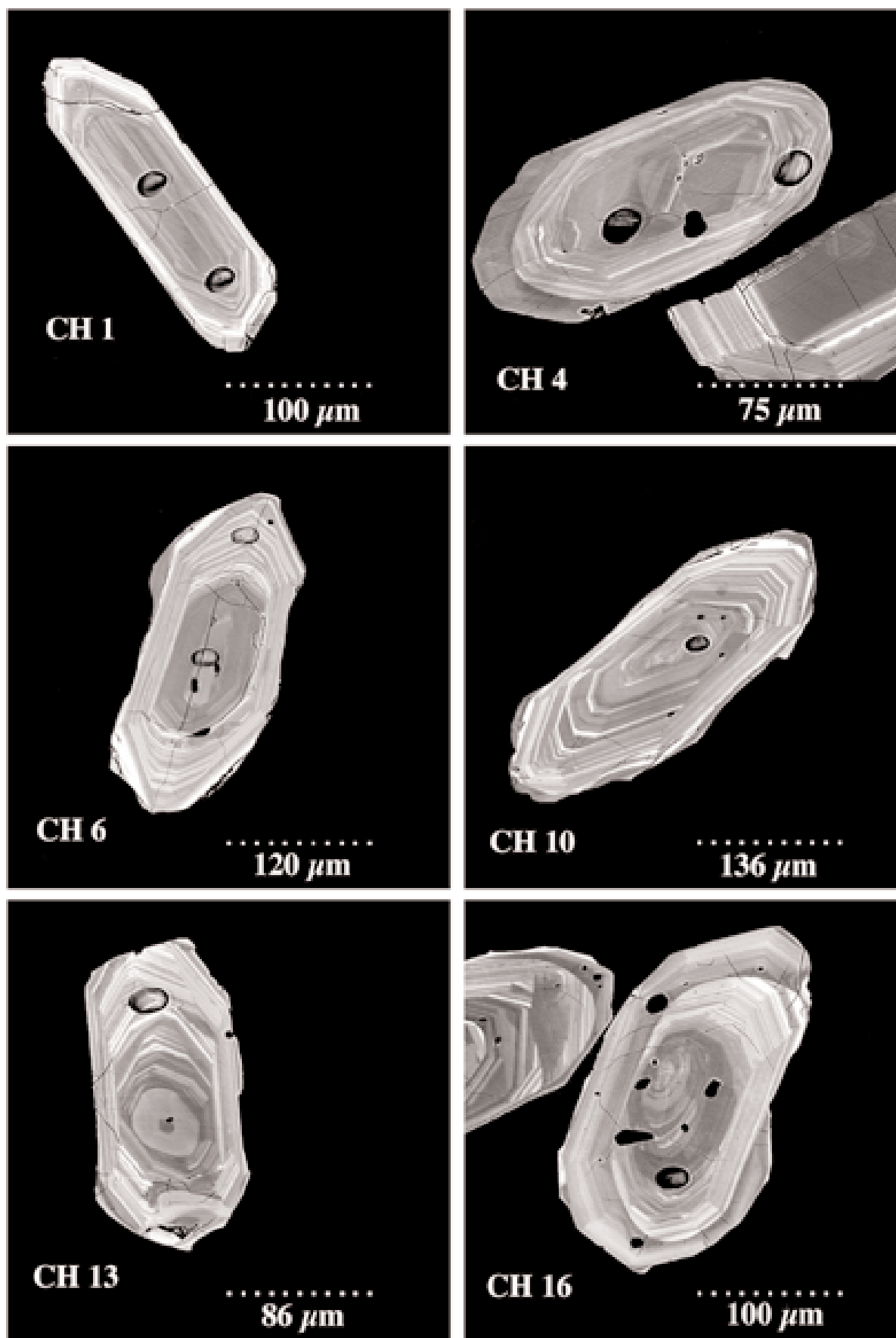
Fig. 8.- Tera-Wasserburg diagram of the CHA 103 SHRIMP data.

été observés. Les zircons sont souvent zonés, présentent en général peu d'inclusions et contiennent des cœurs. Des surcroissances arrondies ont aussi été observées. La typologie des zircons de la diorite quartzifère de l'Isle Jourdain est centrée essentiellement sur les types S2, S3, S4, S7 soit des types à affinités crustales (fig. 2E). Au MEB, les zircons sont en général zonés de façon régulière, avec parfois des contrastes très nets, une zone plus sombre entourant souvent le grain (fig. 3). Au centre des cristaux, on observe parfois des textures nébuleuses trahissant des phénomènes de recrystallisation. Les zircons en aiguille ne présentent pas de différences notables, ils sont également zonés et renferment parfois un cœur nébuleux. Enfin, la zonation de certains grains montre des arrêts brusques de cristallisation, traduisant une histoire magmatique complexe.

Cinq fractions de zircons ont été sélectionnées. Les zircons retenus sont limpides et dépourvus d'inclusions ou de cœurs visibles. Les fractions A4, B1-t (pointes et fragments), et B2-1 ont été abrasées pour éliminer les zones de croissance les plus externes. Les concentrations en U et Pb sont assez homogènes d'une fraction à l'autre et varient de 252 à 366 ppm et de 15 à 22 ppm respectivement. La fraction la plus riche (B1 = aiguilles) correspond à des grains automorphes et allongés, non abrasés.

Fig. 9.- Quelques images MEB (électrons rétrodiffusés) de zircons analysés à la SHRIMP. - Ch1 - Zircon automorphe ; la zonation est régulière sauf dans la partie centrale ; une zone blanche (éléments plus lourds et/ou REE) est localisée près du bord du grain. Le spot Ch1-1 est localisé au contact entre la partie centrale et le domaine zoné tandis que Ch1-2 correspond bien à la partie centrale. - Ch4 - Zircon sub-automorphe à bords arrondis. La forme externe correspond en fait à une surcroissance pour l'une des pointes, à un refacettage sécant sur la zonation pour l'autre ; elle témoigne d'une évolution tardi-magmatique. Le domaine central est nettement discordant par rapport à la partie externe zonée. L'âge fourni, voisin de 2000 Ma, montre qu'il s'agit bien d'un cœur hérité. Les spots sont bien localisés dans le domaine zoné (z) et dans le cœur (c), la présence d'une fissure aveugle pour le spot (c) n'a pas de conséquence sur le rapport 206/204. - Ch6 - Zircon automorphe montrant une excroissance et une tendance à la corrosion de la zonation. Les spots sont localisés dans le domaine zoné (z) et dans la partie centrale (c) ; la grande fissure centrale explique le bas rapport 206/204 mesuré pour (Ch6-2). - Ch10 - Zircon automorphe corrodé et affecté d'excroissances. La limite entre le domaine central et le domaine zoné est ici très progressive mais le centre montre une tendance nébulitique. Le spot (c) est localisé dans le centre nébulitique. - Ch13 - Zircon automorphe malgré quelques petites excroissances. L'évolution magmatique complexe est soulignée par : - un centre clair homogène qui apparaît dans un domaine central gris sombre zoné qui passe en continu au domaine zoné malgré de nombreux accidents de zonation. L'une des pointes est affectée par une surcroissance sécante (golfe où la zonation est effacée) ; le "chemin" de la pointe de pyramide est complexe et suggère une rotation. Le facettage final est nettement discordant sur la zonation. Le spot est situé dans le domaine zoné. - Ch16 - Zircon sub-automorphe montrant une évolution magmatique en trois temps : 1) un domaine central nébulitique sombre ; 2) un domaine zoné régulier limité par un contact courbe sécant sur la zonation ; 3) une large surcroissance à zonation peu contrastée. Le spot est situé dans le domaine central.

Fig. 9.- Selected SEM images (back-scattered electron mode) of zircons analysed with SHRIMP. - Ch1 - Euhedral zircon with regular zoning except in the central part of the grain; a white zone (heavier elements and/or REE) is located at the rim. Spot Ch1-1 is near the contact between the central and the zoned domains and spot Ch1-2 is in the central domain. - Ch4 - Subhedral zircon grain with rounded edges. The external shape corresponds to an overgrowth for one of the tips and to a refaceting for the other tip, interpreted as the result of a late-magmatic evolution. The central domain is clearly discordant with respect to the zoning of the outer domain and yields a ca. 2000 Ma age, which confirms its inheritance. The two spots are located respectively in the zoned domain (z) and in the core (c); the blind crack observed in the core has no effect on the 206/204 ratio. - Ch6 - Euhedral zircon showing an outgrowth and a tendency to corrosion of the zoning. Spots are located in the zoned (z) and central (c) domains; the large central crack explains the low 206/204 ratio measured for Ch6-2. - Ch10 - Euhedral zircon with outgrowths. The boundary between the central and zoned domains is gradational and the centre - where spot (c) is located - shows a nebulitic texture. - Ch13 - Euhedral zircon with some small outgrowths. A complex magmatic evolution is suggested by a light homogeneous centre occurring within a darker central domain grading, except for some zoning breaks, toward the zoned domain. One of the tips is cut by an overgrowth and the path of the tip itself, as expressed in the zoning, suggests rotation during zircon growth. The final faceting is discordant to the zoning where the spot is located. - Ch16 - Subhedral zircon showing a three-stage magmatic evolution: 1) a dark nebulitic central domain; 2) a regular zoned domain bounded externally by a curved contact cross-cutting the zoning; 3) a broad overgrowth with a faint zoning. The spot is located in the central domain.



Sur le diagramme Concordia (fig. 5D), les points sont peu discordants et très groupés, à l'exception de la fraction la plus grossière (A4) dont le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est très bas. Ils s'alignent selon une discordia qui intercepte la courbe à 354 ± 35 Ma (MSWD = 0,04 et probabilité d'alignement de 0,99). Étant donné que les points sont très groupés, nous privilégierons plutôt la moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 351 ± 6 Ma. (à 95 % de confiance). Cet âge représente l'âge de mise en place de la diorite de l'Isle Jourdain, probablement en conditions syntectoniques compte tenu des caractéristiques morphologiques des zircons. En effet, la présence de cœurs et de surcroissances, ainsi que les images MEB, indiquent la présence d'un héritage et de recrystallisations partielles. Seule une étude ponctuelle à la sonde ionique pourrait permettre de préciser leurs importances relatives.

Monzogranites et granodiorites

Granodiorite du sondage CHA105

- CHA01338-1341 - Profondeur : 338,33 à 343,43 m.

L'échantillon analysé est une granodiorite à texture grenue peu orientée. La paragenèse minérale comprend quartz, feldspath potassique, plagioclase (An32-36) et biotite. Les minéraux accessoires sont : allanite, épidote, zircon et anatase ; l'allanite est souvent frangée d'épidote. Le feldspath potassique présente une structure monzonitique et inclut le plagioclase avec développement de myrméckites.

Les zircons sont caractérisés par une teinte brun rougeâtre et par une fracturation importante. On y observe de nombreuses structures internes : des surcroissances spongieuses aux extrémités de grains, des zonations, des traces de corrosion ainsi que des zircons en baguettes, cassés en plusieurs fragments et ressoudés selon un angle différent (exceptionnel pour une roche plutonique). Les grains sont en général translucides à opaques pour les plus métamictes. Les inclusions sont nombreuses (surtout apatite et opaques). On notera la présence de structures internes particulières consistant en une enveloppe brunâtre entourant un cœur plus limpide, le tout étant entouré par du zircon limpide.

Enfin, un petit nombre de grains apparaissent nettement différents ; ils sont de petite taille, automorphes et pourvus de pyramides aiguës, parfaitement limpides et presque complètement dépourvus d'inclusions visibles. Ils ne représentent que 1 à 2 % du total des grains.

L'analyse typologique des zircons de la granodiorite du sondage CHA105 montre une répartition en deux groupes (fig. 2C) : zircons (I) représentant un faible pourcentage (1 à 2 % de la population) de grains automorphes, de petite taille, limpides, à pyramides aiguës, sans inclusions et qui se répartissent dans les types de zircons des granitoïdes les plus alumineux (S1, S11, S16) ; zircons (II) constituant la majorité des grains, rougeâtres, fracturés, riches en inclusions, translucides à opaques, de taille variable, qui présentent des « cœurs » et des surcroissances et pyramides trapues ; ils se répartissent dans les types de zircons « évolués » (S4, S5, S3, L5 et G1), proches des zircons des granodiorites définies par Pupin (1980). Au MEB (fig. 3D et E), on retrouve nettement la dichotomie entre zircons (I) et zircons (II) :

- Les zircons (I) sont très homogènes au MEB. Ils montrent un zonage assez diffus, parfois de type "sector zoning". Ils sont très peu fracturés et pauvres en inclusions. Quelques grains présentent de petites surcroissances spongieuses aux extrémités (fig. 3E), qui tendent alors vers une morphologie de zircon (II). Aucun cœur n'a été observé dans les zircons (I).

- Les zircons II, les plus abondants, sont fracturés et montrent des zonations fines. On y observe des cœurs renfermant des inclusions de silicates d'U et de Th métamictes induisant une fracturation radiale dans une enveloppe finement zonée (fig. 3D). Ces textures « spongieuses » se retrouvent également sous forme de surcroissances aux extrémités des grains, où elles forment une dentelle de zircon hydraté, enrichi en U et Th (localement 2 à 3 %). Des grains cassés et ressoudés ont pu être observés, ainsi que des grains entièrement recrystallisés, à texture nébuleuse. Les inclusions d'apatite sont fréquentes. La forme des cœurs est variée. Dans plusieurs cas, nous avons observé un zircon (I), finement zoné et aux pyramides bien aiguës, enveloppé dans un zircon (II) de type G1 ou S5.

L'ensemble de ces observations montre que les zircons du CHA105 ont une histoire magmatique complexe, débutant par la cristallisation en faible quantité de zircons (I) de type alumineux évoluant vers des types plus alcalins (zircons II) avec des phénomènes de recrystallisation et de surcroissances (notamment autour des zircons I). C'est à ce stade tardi-magmatique qu'apparaissent la plupart des inclusions d'urano-thorite. En lame mince, une contradiction existe entre le caractère supposé précoce des zircons (I) et le fait qu'ils sont souvent de plus petite taille et localisés dans un minéral hôte différent : les zircons (II) se trouvent dans les phases majeures précoces (biotite, plagioclase) alors que les rares zircons (I) observés (des prismes bipyramidés aigus caractéristiques) se trouvent plutôt dans du quartz interstitiel ou en bordure de grains.

Six fractions de zircons (A à E et X1) ont été sélectionnées (tabl. 2). Sauf pour X1 (zircons I de taille comprise entre 45 et 100 μm), ce sont tous des zircons (II), les plus limpides possibles et dépourvus d'inclusions. Les concentrations en U sont assez constantes, entre 1800 et 2200 ppm, sauf pour la fraction X1 (zircon I) qui présente une teneur nettement plus basse de 825 ppm. Les concentrations en Pb sont variables, entre 40 et 119 ppm, sans que l'on puisse les corrélérer avec la granulométrie. La fraction X1 est la plus pauvre (40 ppm).

Dans le diagramme Concordia (fig. 10A et B), on obtient une discordia qui recoupe la courbe Concordia à 349 ± 5 Ma (MSWD = 0,44 et probabilité d'alignement de 0,78) avec un intercept inférieur proche de zéro. Les degrés de discordance sont très variés, le point le plus discordant correspondant à la fraction la plus grossière malgré son abrasion. Par contre, la fraction immédiatement inférieure en taille (B), également abrasée, est proche de la Concordia : elle correspond également à la plus forte teneur en plomb radiogénique (119 ppm). La fraction X1 (non abrasée), qui représente les zircons de type I, se place parfaitement sur la discordia. L'intercept inférieur voisin de l'origine et le bon alignement des points permettent d'interpréter l'intercept supérieur comme étant l'âge de mise en place de la roche. Les zircons n'ont apparemment subi, après leur cristallisation, qu'un processus simple de perte continue en Pb

radiogénique (Wetherill, 1956). Aucun héritage ancien n'a pu être mis en évidence lors de l'analyse isotopique, les cœurs observés à la binoculaire et au MEB ne sont donc probablement que des structures magmatiques précoces. Le synchronisme entre zircons (I) et zircons (II) est également mis en évidence par l'alignement des points respectifs.

Monzogranite du sondage CHA106

- CHA01105-09 - Profondeur : 393,00 à 400,41 m

Ce monzogranite légèrement orienté est formé de quartz, feldspath potassique (structure monzonitique), plagioclase An₂₉, hornblende (légèrement altérée en épidote et chlorite) et biotite chloritisée. Les minéraux accessoires sont : sphène, allanite, zircon, apatite et oxydes. De l'épidote secondaire peut apparaître dans les fissures affectant les feldspaths et de l'anhydrite a été observée en inclusion dans le feldspath potassique et la hornblende. Cette roche a aussi subi une déformation post-cristalline ayant conduit à une extinction onduleuse du quartz.

Les zircons du monzogranite CHA106 sont bien cristallisés, de couleur blanc rosé à brunâtre, partiellement métamictes, généralement limpides à translucides, parfois opaques. Les inclusions sont assez nombreuses et, lorsque le grain est suffisamment transparent, on peut distinguer un cœur ovoïde. La plupart des grains sont fortement zonés, avec parfois des gradins externes de croissance. La typologie des zircons du monzogranite du sondage CHA106 est homogène. Les grains indexables se concentrent dans les types S4-S13-S8-S3 (fig. 2D). Les zircons S1-S2 sont en très petit nombre. Une telle répartition typologique place le CHA106 dans le champ des monzogranites défini par Pupin (1980), en conformité avec la typologie définie par l'approche géochimique (Cuney *et al.*, 1999). Au MEB, les zircons du CHA106 montrent presque toujours une zonation fine et régulière, ainsi que d'assez nombreuses inclusions, surtout d'apatite (fig. 3). Dans certains grains, un cœur arrondi et finement zoné peut être observé, alors que d'autres grains montrent en leur centre des traces de recristallisation sous forme de textures nébuleuses. Quelques rares grains montrent des inclusions de silicates d'U et de Th dont la

métamictisation et l'hydratation ont induit des fractures radiales dans le zircon hôte.

Six fractions de zircons ont été analysées (tabl. 2 ; fig. 10C). L'une de ces fractions représente l'analyse d'un monozircon sans chimie (AO1). La faiblesse du signal enregistré lors de cette mesure entraîne une erreur importante. Ce point se place néanmoins sur la droite discordia. Pour les autres fractions, les teneurs en U sont élevées (1585-2092 ppm) et les teneurs en plomb sont comprises entre 73 et 109 ppm. Placés dans un diagramme Concordia, les points sont très bien alignés. La droite discordia correspond à un intercept supérieur à 350 ± 7 Ma (MSWD = 0,33 et probabilité d'alignement de 0,74). L'intercept inférieur est voisin de 0. La fraction la plus concordante (B : 6,9 % de discordance) correspond à des grains translucides automorphes de type S4, S5, S8 et S9 ; son âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 349 ± 10 Ma. L'âge de mise en place de CHA106 est donc identique, dans les marges d'erreurs, à celui de CHA105, mais les zircons analysés sont de meilleure qualité, ce qui rend cette détermination plus fiable.

Monzogranite de Port-de-Salles

C'est une roche à gros cristaux (> 1 cm) de feldspath rose. Le quartz, intergranulaire est à extinction roulante. Le plagioclase acide, séricitisé et épidotisé, est en inclusion dans de grandes plages de microcline perthitique (texture monzonitique). La hornblende est presque complètement chloritisée. La biotite est entièrement chloritisée. Les minéraux accessoires sont représentés par le sphène, le zircon, l'apatite, l'allanite et la magnétite.

Les zircons de cet échantillon sont souvent automorphes, de couleur rosée à brune. Parfois métamictes, ils sont, dans ce cas, très fracturés. Ils présentent des phénomènes de corrosion, de zonation et de groupements prismatiques (S4) (fig. 3I,J). Certains grains sont arrondis et présentent des surcroissances brunâtres, souvent spongieuses et informes (ou de type G1) assez limpide. Du point de vue typologique, les zircons du monzogranite de Port de Salles forment des prismes trapus et se répartissent principalement dans les types S3-S4 (fig. 2F). On relève une grande variété de types dans cet échantillon,

notamment vers les types S24-S20, ainsi qu'une population de type G1-P1, caractéristique de zircons tardi-magmatiques. D'après Pupin (1980), une telle répartition typologique se retrouve en général dans les monzogranites. Examinés au MEB, en mode électrons rétrodiffusés, ces zircons montrent en général des zonations bien marquées et régulières (fig. 3). Ils sont peu fracturés et renferment quelques inclusions de biotite ou d'apatite. Dans certains grains, on observe la présence d'un cœur plus ou moins arrondi, à texture nébuleuse, indiquant qu'il a subi une recristallisation.

Quatre fractions de zircons ont été analysées dont deux ont été abrasées (tabl. 2 ; fig. 10D). Les teneurs en U et Pb varient respectivement de 1250 à 1928 ppm et de 74 à 106 ppm. A l'exception du point A qui s'écarte sensiblement des autres (problèmes analytiques lors de la mesure de l'aliquote non spikée), les trois autres points s'alignent selon une discordia (MSWD = 0,005 et probabilité d'alignement de 0,95) avec un intercept supérieur à 352 ± 23 Ma. La fraction (D < 75 μm), la plus proche de la Concordia (discordance de 7 %), dont l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 354 ± 8 Ma ainsi que la moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 355 ± 5 Ma (pour 3 points, à 95 % de confiance) permettent de préciser l'âge probable de mise en place. L'intercept inférieur est voisin de zéro dans les marges d'erreurs.

Malgré les structures internes complexes, les zircons analysés ne montrent pas d'indice net de Pb hérité. On peut donc considérer l'âge de 355 Ma comme représentatif de l'âge de mise en place du monzogranite de Port-de-Salles.

Monzonite quartzifère de Négrat

L'échantillon analysé provient de la partie centrale de la grande carrière de Négrat. C'est une roche de grain moyen à fin, à structure foliée portant une linéation d'étirement. La foliation, localement protomylonitique, est à chlorite ; l'épidote est très abondante, tant dans la matrice que sous forme de veines tardives. Le plagioclase est très altéré, mais on peut reconnaître une structure porphyrique avec de petits cristaux de plagioclase acide à cœur plus basique très altéré. Les myrméckites sont abondantes dans la matrice recristallisée. La roche contient de gros cristaux de sphène et du zircon fracturé.

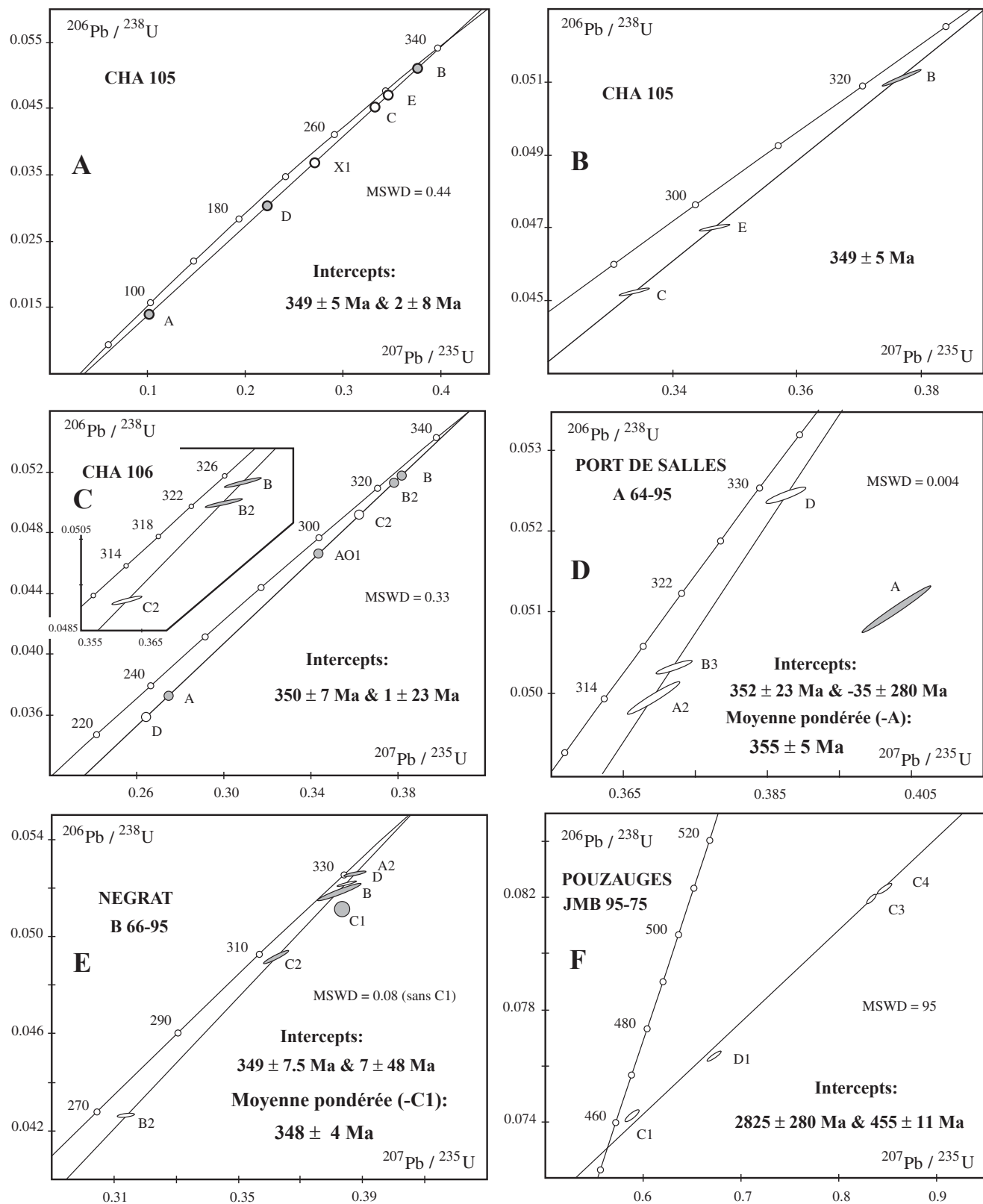


Fig. 10.- Diagrammes Concordia pour les zircons des monzogranites et granodiorites (sondages CHA105, CHA106 ; échantillon A 64-95 de Port de Salles ; échantillon B 66-95 de Négrat) et du granite de Pouzauges. Les erreurs importantes des points AO1 (C) et C1 (E) n'ont pas été reportées. Les fractions abrasées sont en grisé.

Fig. 10.- Concordia diagrams for zircons from monzogranite and granodiorite of boreholes CHA 105 (A) and CHA 106 (B), and samples A 64-95 (Port de Salles - C) and B66-95 (Négrat - D) and from the Pouzauges granite (E). The large errors of fractions AO1 (C) and C1 (E) are not represented. Filled ellipses correspond to abraded fractions.

Les zircons de cet échantillon sont de qualité médiocre, fragmentés et fracturés, souvent de teintes brunâtres et sub-automorphes à xénomorphes. La monzonite quartzifère de Négrat contient peu de zircons indexables ; les types identifiés - S24-S19-S13 - indiquent une typologie proche de celle définie par Pupin pour des tonalites calco-alcalines (fig. 2G). Au MEB, les grains ne présentent pratiquement pas de structures internes nettes : il n'y a pas de zonations, à peine quelques zones plus nébuleuses dans quelques grains. Certains grains sont même parfaitement homogènes en électrons rétrodiffusés (fig. 3K). D'autres sont arrondis ou montrent des surcroissances, ont été cassés et ressoudés par de l'apatite. Ces caractères suggèrent une histoire de cristallisation complexe probablement liée à une mise en place syntectonique (cf. Van Breemen et Hanmer, 1986). Il n'y a pas d'évidence de cœurs hérités. Les inclusions sont fréquentes, surtout de l'apatite. Au vu des morphologies complexes, l'absence de zonation suggère une recrystallisation en fin d'évolution (Pidgeon, 1992).

Six fractions de zircons ont été sélectionnées dont quatre ont été abrasées (tabl. 2 ; fig. 10E). Les zircons retenus sont limpides et pratiquement dépourvus d'inclusions visibles. Les teneurs en U varient de 473 à 1130 ppm, les zircons étant d'autant plus riches en U qu'ils sont petits, et celles en plomb de 27 à 62 ppm. Les points obtenus sont peu discordants (sauf la fraction D la plus fine), mais bien alignés (sauf la fraction C1 où l'erreur analytique est très grande) et définissent une discordia (sans C1) avec un intercept supérieur à $349 \pm 7,5$ Ma (MSWD = 0,08 et probabilité d'alignement de 0,97). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (à 95 % de confiance), en excluant la fraction C1, correspond à un âge de 348 ± 4 Ma.

Cette roche ne renferme pas de plomb hérité, ce qui est confirmé par l'absence de cœurs lors de l'observation à la binoculaire, au microscope ou au MEB. La fraction B2 (= 100 μm) n'a pas été abrasée ; la plus discordante, c'est la seule qui corresponde à des zircons translucides, moins limpides que ceux des autres fractions et donc probablement métamictes. La position peu discordante de nombreux points et les faibles différences d'âge obtenues quel que soit le

mode de calcul, nous font considérer ce résultat comme très fiable.

Granite de Pouzauges (Vendée)

L'échantillon analysé provient du sommet de la butte du Bois de la Folie qui domine le village de Pouzauges. Il s'agit d'un granite à grandes biotites à bordures dactylitiques souvent remplacées par des biotites en petits cristaux, et à épidote abondante. Le zircon apparaît parfois en aiguilles très longues. Rutile et allanite zonée sont fréquents. Du stilpnomélane est observé en rosettes disséminées dans la masse et dans des fentes. La texture de la roche n'est pas typiquement magmatique et évoque soit une évolution tardi-magmatique complexe soit une recrystallisation statique.

Les zircons sont toujours automorphes, limpides, sauf pour les rares grains $>100\mu\text{m}$, de teinte légèrement jaunâtre, riches en inclusions mais sans cœur visibles au microscope optique. Trois formes ont été distinguées :

- 1) zircons aciculaires ($L/l > 6$), parfois plats ;
- 2) zircons trapus bipyramidés ($L/l = 3$ à 4)
- 3) bipyramides pratiquement dépourvus de prisme, presque toujours dissymétriques.

Le granite de Pouzauges contient très peu de grains indexables, la plupart étant cassés ou arrondis. Les grains identifiants, à formes S19-S20, S24-S25 et J4-J5 indiquent qu'il s'agit de zircons de haute température ayant cristallisé dans un magma à tendance alcaline. Au MEB, les grains montrent une zonation fine et oscillatoire avec une zone centrale où les structures sont légèrement discordantes et qui pourraient représenter des cœurs hérités (fig. 3L). Les inclusions, abondantes, sont souvent polyphasées.

Les quatre fractions analysées (tabl. 2 ; fig. 10F), toutes composées de grains $<100\mu\text{m}$, ne sont pas bien alignées (MSWD = 95). Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont assez bas ce qui indique une proportion importante de plomb commun probablement liée à l'abondance des inclusions. L'âge de 455 ± 11 Ma correspondant à l'in-

tercept inférieur, est interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place de ce granitoïde comportant une forte composante crustale héritée. Un âge archéen peut être envisagé pour cet héritage d'après l'âge fourni par l'intercept supérieur (2825 Ma). On remarquera que la fraction la plus proche de la Concordia (C1) est constituée par des aiguilles fines, automorphes et limpides dont on peut raisonnablement penser qu'elles correspondent aux seuls zircons qui ont entièrement cristallisé lors de la mise en place du magma. Si on admet pour cette fraction C1 une faible composante héritée, l'âge maximum de mise en place peut être estimé à 510 ± 14 Ma, d'après l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cette fraction.

Discussion et conclusions

Les âges obtenus au cours de cette étude sont très groupés dans les marges d'erreurs autour d'un âge moyen compris entre 349 et 356 Ma, sauf pour le granite de Pouzauges. La tonalite CHA103, qui semblait être un peu plus ancienne d'après les premières mesures conventionnelles, appartient à cette gamme d'âges d'après la datation effectuée à la SHRIMP. Ces âges sont parfaitement cohérents avec les données U-Pb existantes dans la région (Bernard-Griffiths et al. 1985) lorsqu'elles sont recalculées selon le même protocole que celui utilisé dans cette note (fig. 11 ; cf. infra). Nos résultats montrent que :

- 1) des intrusions considérées antérieurement comme hétérochrones, sont en fait pénécotemporaines. Ainsi, les monzogranites de Port-de-Salles et du sondage CHA106 et les granodiorites du sondage CHA105 sont pénécotemporains des intrusions diorito-tonalitiques de Saint-Barbant et du sondage CHA103, confirmant les relations de contacts observées sur le terrain (contacts à l'état visqueux ; interpénétration des magmas monzo-diorito-tonalitiques et monzogranitiques (Rolin *et al.*, 1996, 1999) et en sondage (Cuney *et al.*, 1997, 1999). Ces âges mettent en évidence l'existence d'intrusions monzogranitiques et granodioritiques dès 350-360 Ma, distinctes des intrusions granodioritiques à leucogranitiques non structurées caractérisant le deuxième cycle (< 330 Ma) magmatique du Confolentais (massifs d'Esse,

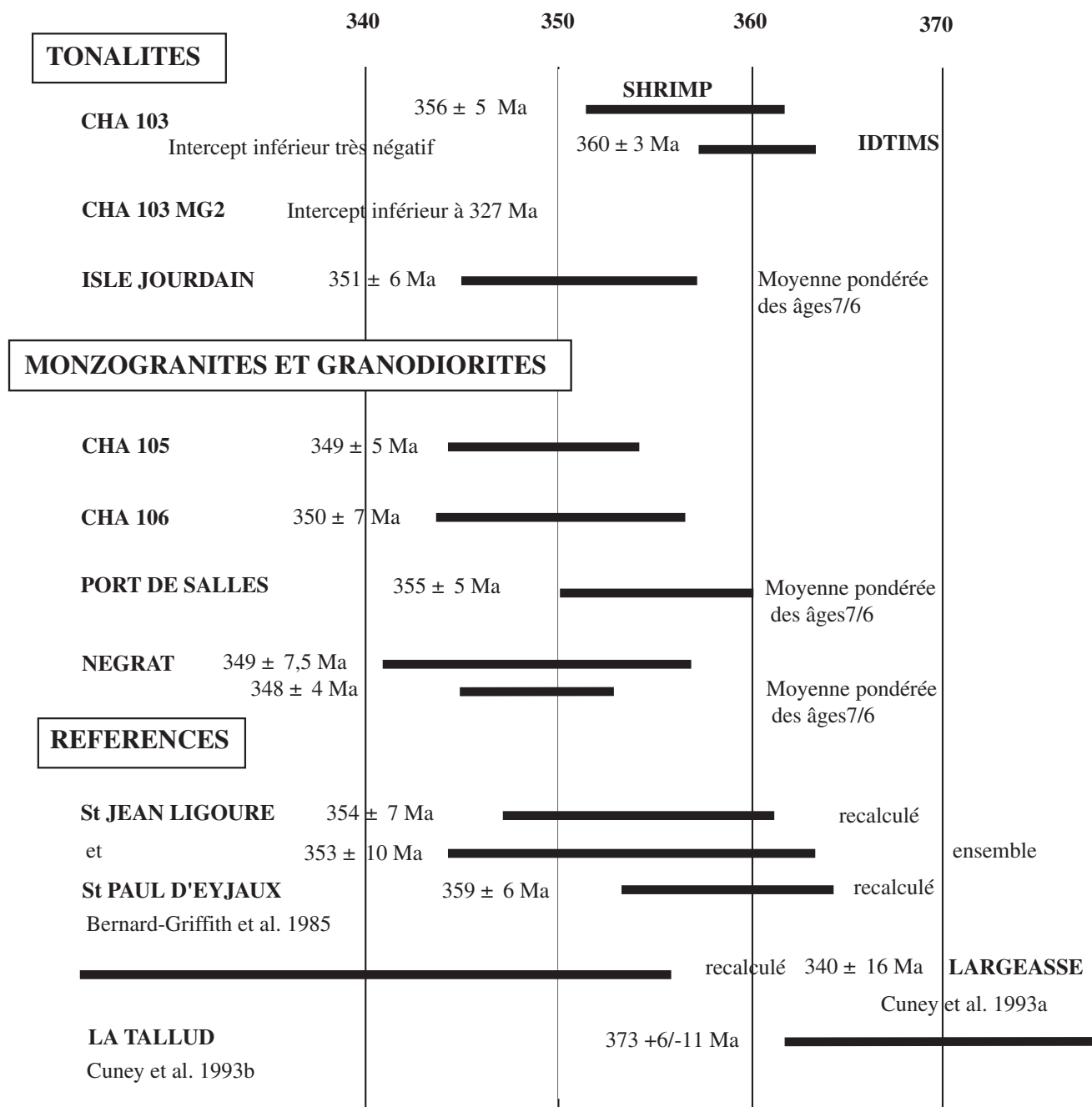


Fig. 11.- Comparaison des marges d'erreurs des échantillons étudiés avec celles, recalculées, d'âges publiés.

Fig. 11.- Age errors of the analysed samples compared with recalculated reference data from the literature.

Hiesse, Brillac, Chirac Rolin *et al.*, 1996 ; Rolin *et al.*, 1999) ;

2) Les âges sont souvent voisins pour des plutons de type calco-alcalin, traditionnellement attribués, par analogie avec les orogènes récents, au stade de subduction, et pour des plutons calco-alcalins potassiques à shoshonitiques réputés plus tardifs et caractérisant, dans ces environnements, des segments plus

distaux de la bordure continentale par rapport aux intrusions calco-alcalines ;

3) Les évidences d'un héritage crustal sont nombreuses, tant pour ce qui est de la typologie des zircons, que pour la présence de cœurs, bien que certains puissent être attribués à des stades précoces de l'histoire magmatique. L'existence d'héritage est évidente pour la diorite MG2 du sondage CHA103 et a été

confirmée par les données SHRIMP pour la tonalite du sondage CHA103.

Le granite de Pouzauges est plus ancien et l'âge minimum que nous proposons est voisin de l'âge Rb/Sr déjà publié (Wyns et Le Métour, 1983).

L'âge des tonalites

Les datations nouvelles obtenues sur des intrusions du Confolentais et du complexe de Charroux-Civray (Isle Jourdain, tonalites du sondage CHA103) considérées comme faisant partie de la ligne tonalitique limousine, reposent le problème (i) de la signification géotectonique de cette ligne attribuée par Peiffer (1985), Shaw *et al.* (1993) et Faure *et al.* (1997) au fonctionnement d'une zone de subduction, (ii) de l'âge de fonctionnement de cette subduction.

Les datations U-Pb antérieures effectuées sur les diorites quartzifères du Nexonnais (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) et recalculées en utilisant le protocole utilisé dans le présent travail (Isoplot/Ex 2,1), fournissent les résultats suivants (erreurs sur les rapports non fournies dans la publication, estimées à 1 % pour nos calculs) :

1) les quatre analyses groupées (BAB1 et PAU 1) définissent un âge de 353 ± 10 Ma (MSWD = 3,6) ;

2) les deux fractions analysées de la diorite quartzifère de Saint-Jean-Ligoure seule (BAB 1) fournit un âge de 354 ± 7 Ma ;

3) les deux fractions analysées de la diorite quartzifère de Saint-Paul-d'Eyjeux seule (PAU 1) fournit un âge de 359 ± 6 Ma.

On constate donc que ces résultats tels qu'ils sont recalculés rentrent dans la même fourchette d'âges que celle définie par les nouvelles datations. L'existence d'un point subconcordant, d'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 355 Ma pour l'échantillon BAB rend ce résultat particulièrement fiable.

De même que ceux obtenus par les nouvelles déterminations, ces âges sont toutefois « trop jeunes » par rapport à ce que l'on attendrait pour un magmatisme associé à une subduction d'âge 380-385 Ma antérieure à la collision (Vidal, 1980 ; Duthou *et al.* 1984 ; Matte, 1991). Seules les diorites quartzifères de Le Tallud en Vendée, datées par U-Pb sur zircon à 373 Ma $\pm$ 11 Ma (discordia inverse contrôlée par un point concordant ; Cuney *et al.*, 1993a), pourraient correspondre à un tel épisode. En Vendée, la

datation U-Pb sur zircon à 340 ± 4 Ma du granite de Largeasse (Cuney *et al.*, 1993b) recalculée avec Isoplot à 340 ± 16 (MSWD = 7,5), tend à déplacer cet âge vers le groupe d'âges voisins de 350 Ma (fig. 11). Ces données géochronologiques excluent donc une relation directe entre la mise en place de ces intrusions, en grande partie attribuées à la ligne tonalitique limousine avec une subduction autour de 380-385 Ma.

Un événement tectonique majeur vers 355 ± 5 Ma ?

Les résultats exposés précédemment s'accordent pour proposer l'existence d'un événement majeur vers 355 ± 5 Ma correspondant à la mise en place pénécotemporaine d'intrusions de composition très diversifiée : diorites quartzifères, tonalites, granodiorites calco-alcalines ; monzodiorites quartzifères, monzonites quartzifères et monzogranites transalcalins. Les structures observées dans les zircons de la tonalite CHA103 de l'Isle Jourdain suggèrent également une mise en place syntectonique. Ainsi, contrairement aux environnements subductifs récents, aucune évolution de la nature du magmatisme n'est observée ni dans l'espace ni dans le temps. De même, l'âge obtenu pour la monzonite quartzifère de Négrat, interprété comme représentant l'âge de sa mise en place, peut correspondre à un événement tectonique. Le caractère syntectonique de cette monzonite quartzifère est étayé par les observations de terrain (Rolin *et al.*, 1999), par les microstructures observées au MEB et par la morphologie des zircons. Il pourrait s'agir d'un épisode tectonique en décrochement (Gagny et Cuney, 1997 ; P. Rolin, comm. orale) qui a contrôlé la mise en place de magmas formés à différents niveaux de la lithosphère. Outre les enrichissements en éléments lithophiles pouvant s'être produits au niveau du manteau par déshydratation d'une plaque océanique subductée antérieurement, en particulier dans le cas des magmas monzonitiques, la contribution crustale dans la formation des magmas est fortement suggérée par la morphologie hybride des zircons (monzonite quartzifère Négrat, tonalite CHA103, diorite quartzifère de l'Isle Jourdain), les structures internes complexes observées dans la plupart des zircons des autres échantillons et

les évidences d'héritage fournies par les résultats isotopiques.

Par ailleurs, les travaux de Chèvremont (1992) et de Rolin *et al.* (1996) montrent que les intrusions de diorites, tonalites, monzodiorites, monzonites quartzifères et monzogranites du Confolentais ne sont pas uniquement localisées dans l'unité des gneiss de Mézières-sur-Issoire considérée comme l'équivalent de l'unité supérieure des gneiss du Limousin. Elles caractérisent également les gneiss de Rochechouart rapportés à l'autochtone relatif et considérés comme les équivalents de l'unité inférieure des gneiss (UIG) du Limousin (Ledru *et al.*, 1989 ; Santallier et Floc'h, 1989 ; Floc'h *et al.*, 1993 ; Rolin *et al.*, 1999). Cette distribution montre donc que les intrusions du Confolentais ne sont pas limitées à la seule unité chevauchante des gneiss supérieurs et sont donc probablement enracinées dans l'autochtone relatif, sous l'unité des gneiss supérieurs. Par ailleurs, l'autochtone relatif représenté par les migmatites de Lanneau et d'Oradour-sur-Glane a été daté à 375 ± 6 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Duthou *et al.*, 1984). Les datations U/Pb obtenues sur les intrusions du Confolentais et de Charroux-Civray sont systématiquement plus jeunes et militent en faveur de la postériorité des intrusions par rapport aux événements tangentiels.

Les corrélations présentées plus haut avec le Haut Bocage vendéen montrent qu'un linéament magmatique d'importance inter-régionale a joué un rôle primordial dans le développement géotectonique de la chaîne varisque ouest-européenne autour de 350-355 Ma. Constitué d'intrusions calco-alcalines et transalcalines pénécotemporaines, il s'est édifié à la même époque que celle de la mise en place post-collisionnelle des grands massifs de granites à cordiérite peralumineux datés ou d'âge attribué entre 350 et 355 Ma : massifs d'Oradour-sur-Glane, Vaulry-Cieux, Guéret et Marche occidentale, Moulins-les-Aubiers en Haut-Bocage vendéen. Il précède la mise en place, après 330 Ma, des massifs de leucogranites peralumineux (Mortagne, Bressuire, Monts-de-Blond, Saint-Sylvestre - Brame, Marche, leucogranites du sondage CHA109 de Charroux-Civray) et des intrusions granitoïdiques calco-alcalines à transalcalines non structurées du Confolentais, du

Nexonnais et du Nontronais (Rolin *et al.*, 1999). Un tel linéament magmatique pourrait être contrôlé, sinon par la collision elle-même, du moins par un stade tardif, en conditions transpressionnelles (Gagny et Cuney, 1997).

Le granite de Pouzauges

Pour le granite de Pouzauges, l'âge obtenu de 455 ± 11 Ma ne peut être interprété que comme un âge minimum du fait de la discordia inverse. L'âge apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (510 ± 14 Ma) de la fraction la moins discordante fournit une indication d'âge maximum. Ces deux âges encadrent, dans les limites des erreurs, l'âge Rb-Sr du métamorphisme de contact induit par le granite à 483 ± 22 Ma (Wyns et Le Métour, 1983) qui est donc validé mais non précisé. Étant donné la tendance alcaline indiquée par la typologie des zircons, le granite de Pouzauges pourrait donc appartenir au cortège d'intrusions d'âge cambro-orovicien mis en place dans de nombreux secteurs de la chaîne varisque au cours

d'un épisode extensionnel (réf. in Pin et Marini, 1993). L'âge du granite de Pouzauges suggère que son encaissant peut être aussi bien d'âge Paléozoïque inférieur que Précambrien. Dans ce cas, le métamorphisme de contact observé pourrait ne pas être causé par un granite circonscrit post-tectonique par rapport à des formations cadomiennes, mais représenter plutôt la conséquence de l'intrusion d'un laccolithe au cours d'un épisode d'amincissement, dans une formation d'âge paléozoïque inférieur.

Remerciements

Cette étude a été financée par ANDRA, dans le cadre du projet Vienne. Les auteurs remercient R.T Pidgeon pour leur avoir permis d'utiliser la sonde ionique SHRIMP II de Perth (Australie) et pour son aide lors de l'interprétation des résultats. Ils remercient aussi un lecteur anonyme pour ses critiques constructives.

Références

- Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grunefelder M., Piboule M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 1, 523-529.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delaperrière E., Brouand M. (1997) - Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et du massif de Charroux-Civray. Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, 1997, 15.
- Capdevila R. (1997) - Les suites plutoniques métallumineuses recoupées par les sondages ANDRA de la Vienne : caractérisation, mode de mise en place et discussion du contexte géodynamique. Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, 1997, 13-14.
- Chèvremont P. (1992) - Notice explicative de la feuille Oradour-sur-Glane à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 99 p.
- Claué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M. (1995) - Two Carboniferous ages : a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In : Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation, *SEPM* (Society for Sedimentary Geology) *Spec. Publ.*, **54**, 3-21.
- Colchen M., Rolin P., Stussi J.M. (1997) - Le socle hercynien du seuil du Poitou. Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, 1997, 23-25.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. (1984) - U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Research*, **89** (suppl.), B 525-534.
- Cumming G.L., Richards J.R. (1975) - Ore lead isotope ratios in a continually changing Earth. *Earth Planet. Sci. Letters*, **28**, 155-171.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993a) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **316**, 1383-1390.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle, J.P. (1993b) - Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut-Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **317**, 219-226.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M. (1997) - Pétrologie des plutonites du massif de Charroux-Civray (Vienne). Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, 1997, 10-12.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M., Gagny C. (1999) - Le massif de Charroux-Civray (Vienne) : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne. Actes Journées Scientifiques ANDRA, Poitiers, 1997, EDP Sciences, 63-104.
- Didier J., Lameyre J. (1971) - Les roches granitiques du Massif Central. In: Plein Air Service Ed. Symposium Jung, Clermont-Ferrand, 133-155.
- Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J., Vialette Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. *Phys. Earth Planet. Sci. Inter.*, **35**, 131-144.
- Dutreuil J.P. (1978) - Les granites de l'Ouest du Limousin : leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 537 p.
- Faure M., Leloix Ch., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 695-705.
- Floc'h J.P., Joubert J.M., Constans J., Maurin G. (1993) - Notice explicative de la feuille Bellac à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 78 p.
- Gagny C., Cuney M. (1997) - Pétrologie structurale du "Massif" de Charroux-Civray. Conséquence d'une mise en place dans un affrontement de plaques en transpression. Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, 1997, 20-22.
- Heaman L., Parrish R.R. (1991) - U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology, L. Heaman, J.N. Ludden (Eds), Mineralogical association of Canada, Toronto.
- Kennedy A.K., De Laeter, J.R. (1994) - The performance characteristics of the WA SHRIMP II ion microprobe. 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, US Geological Survey Circular, **1107**, Abstracts, Berkeley, California, 166.
- Krogh T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 505-511.

- Krogh T.E. (1982) - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge J.P., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **5**, 3, 605-618.
- Ludwig K.R. (1999) - User's Manual for Isoplot/Ex version 2.10, Berkeley Geochronology Center, *Spec. Publ.* 1a, 49 p.
- Matte P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- Nelson D.R. (1997) - Compilation of SHRIMP U-Pb zircon chronology data, 1996. Geological Survey of Western Australia, Department of Minerals and Energy. Record **1997/2**.
- Nemchin A.A., Pidgeon R.T., Wilde S.A. (1994) - Timing of Late Archaean granulite facies metamorphism in southwestern Yilgarn craton of Western Australia: evidence from U-Pb ages of zircons from mafic granulites. *Precambrian Research*, **68**, 307-322.
- Parrish R.R. (1987) - An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **66**, 99-102.
- Peiffer M.T. (1985a) - La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 585p.
- Peiffer M.T. (1985b) - Données nouvelles sur la Ligne tonalitique du Limousin et les "diorites quartziques" qui la composent. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **300**, 8, 345-348.
- Peiffer M.T. (1986) - La signification de la Ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **303**, 4, 305-310.
- Pidgeon R.T. (1992) - Recrystallisation of oscillatory zoned zircons: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 463-472.
- Pidgeon R.T., Furfaro D., Kennedy A.K., Nemchin A.A., Van Broswijk W. (1994) - Calibration of zircon standard for the Curtin SHRIMP II. 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, US Geological Survey Circular **1107**, Abstracts, Berkeley, California, p. 251.
- Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 476 p.
- Pin C., Marini F. (1993) - Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence for bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, **29**, 177-196.
- Pupin J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 463-472.
- Rolin P., Stussi J.M., Colchen M. (1996) - Plutonisme et évolution tectonique carbonifères en bordure occidentale du Massif Central français (Confolentais). R.S.T. Orléans 1996, Rés., 60, Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Rolin P., Stussi J.M., Colchen M., Cuney M. (1999) - Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais. *Géologie de la France*, 1999, n°3, 49-69.
- Santallier D., Floc'h J.P. (1989) - Tectonique et décrochements ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac (nord-ouest du Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **309**, 1419-1424.
- Shaw A., Downes H., Thirlwall M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin: Elemental and isotopic evidence for the Devonian-Carboniferous subduction in the French Massif Central. *Chem. Geol.*, **107**, 1-18.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*, **26**, 207-221.
- Tera F., Wasserburg G.J. (1974) - U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon. Proceedings of the 5th Lunar Conference. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **2**, 1571-1599.
- Van Breemen, O., Hanmer S. (1986) - Zircon morphology and U-Pb geochronology in active shear zones : studies on syntectonic intrusions along the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. In: Current Research part B. *Geol. Surv. Canada, Paper*, **86-1B**, 775-784.
- Vidal P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, **21**, 161p.
- Wetherill G.W. (1956) - Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **37**, 320-326.
- Wyns R., Le Métour J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Document BRGM*, n° 68, 60 p.